



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Opracował: ANDRZEJ BER
Zreambulowali: KATARZYNA POCHOCKA-SZWARC, STANISŁAW LISICKI,
MACIEJ WŁODEK, ANDRZEJ BER

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionu Polski północno-wschodniej i wschodniej — S. LISICKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Jeleniewo (72)
(z 1 tab. i 4 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2017

Autor: Andrzej BER¹ – 1965 r.
Autorzy reambulacji: Katarzyna POCHOCKA-SZWARC¹, Stanisław LISICKI¹,
Maciej WŁODEK², Andrzej BER¹ – 2016 r.

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

²eMWu Prace Geologiczne Maciej Włodek,
ul. Słodowiec 8/54, 01-708 Warszawa

Redakcja merytoryczna: Elżbieta GRUSZCZYŃSKA, Zofia KLIMCZAK

ISBN 978-83-7863-724-0

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2017

Przygotowanie wersji cyfrowej: Stanisław OLCZAK, Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

I. Wstęp	5
II. Ukształtowanie powierzchni terenu	9
III. Budowa geologiczna	21
A. Stratygrafia	21
1. Proterozoik	21
2. Kambr	22
a. Kambr dolny	22
3. Ordowik	22
4. Sylur	22
5. Trias	22
a. Trias dolny	22
6. Jura	23
7. Kreda	23
a. Kreda dolna	23
Alb	23
Alb górny.	23
b. Kreda górna	23
8. Paleogen	24
a. Paleocen	24
b. Oligocen	24
9. Czwartorzęd	24
a. Plejstocen	25
Zlodowacenia najstarsze	25
Zlodowacenie Narwi	25
Zlodowacenia południowopolskie	26
Zlodowacenie Nidy	26
Interglacjał małopolski	26
Zlodowacenie Sanu 2	27
Interglacjał wielki	27
Zlodowacenie Liwca	27
Zlodowacenia środkowopolskie	28

Zlodowacenie Odry	28
Zlodowacenie Warty	29
Stadiał dolny	29
Stadiał środkowy	30
Interglacjał eemski	30
Zlodowacenia północnopolskie	31
Zlodowacenie Wisły	31
Stadiał środkowy	31
Stadiał górny	32
b. Czwartorzęd nierozdzielony	37
c. Holocen	38
B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu	39
C. Rozwój budowy geologicznej	41
IV. Podsumowanie	49
L i t e r a t u r a	50

SPIS TABLIC

- Tablica I — Zestawienie profili otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)
- Tablica II — Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000
- Tablica III — Przekrój geologiczny C–D
- Tablica IV — Szkic geologiczny odkryty w skali 1:100 000

I. WSTĘP

Obszar objęty arkuszem Jeleniewo położony jest na północ od Suwałk. Zajmuje powierzchnię 315 km² ograniczoną współrzędnymi geograficznymi: 20°45' i 23°00' długości geograficznej wschodniej oraz 54°10' i 54°20' szerokości geograficznej północnej. Administracyjnie znajduje się na terenie województwa podlaskiego w granicach gmin: Jeleniewo, Rutka-Tartak, Szypliszki, Wizajny, Przerośl, Filipów i Suwałki (powiat suwalski) oraz województwa warmińsko-mazurskiego, gminy Dubeninki (powiat gołdapski).

Znaczna część obszaru arkusza znajduje się w granicach Suwalskiego Parku Krajobrazowego – pierwszego parku krajobrazowego w Polsce, utworzonego w 1976 r. w celu ochrony krajobrazu młodogłacialnego. Siedziba Dyrekcji Suwalskiego Parku Krajobrazowego mieści się w Malesowiznie-Turtulu. Teren Parku został włączony do projektu Natura 2000 (Ostoja Suwalska PLH200003). Znajdują się tu cztery obszary objęte ochroną rezerwatową: Głazowisko Bachanowo nad Czarną Hańczą, Głazowisko Łopuchowskie, głazowisko Rutka oraz rezerwat wodno-krajobrazowy Jeziora Hańcza. Oprócz Ostoi Suwalskiej na omawianym terenie występują jeszcze dwa obszary Natura 2000: Dolina Szeszupy (PLH200016) i Jeleniewo (PLH200001).

Pierwsza wersja arkusza Jeleniewo SMGP wraz z objaśnieniami została opracowana przez Bera (1967, 1968) i wydana przez Instytut Geologiczny. Ze względu na to, że w okresie późniejszym pojawiło się wiele nowych informacji geologicznych i hydrogeologicznych, zaistniała konieczność zreambulowania arkusza. W niniejszym opracowaniu wykorzystano informacje geologiczne pozyskane w wyniku prac terenowych w latach 2000–2001, zestawiono na nowo profile otworów geologicznych – hydrogeologicznych i złożowych (badawczych), wyniki obserwacji geologicznych powierzchniowych i podwodnych, wyniki badań palinologicznych, sedymentologicznych oraz badań wieku metodami fizykochemicznymi, które uzyskano w ostatnich latach w ramach różnorodnych projektów badawczych prowadzonych na omawianym obszarze.

W niniejszym opracowaniu zestawiono i przeanalizowano 10 profili otworów hydrogeologicznych, 18 profili otworów hydrogeologiczno-badawczych, 27 profili otworów badawczych i dwa profile otworów kartograficznych. Otwory badawcze, oprócz osadów czwartorzędowych, dokumentują także skały starsze (do proterozoicznych włącznie). Najgłębsze z nich to otwory: Jezioro Okrągłe IG-2 (otw. 15) i Łopuchowo IG-1 (otw. 13) sięgające do 2300 m. W celu rozpoznania budowy geologicznej utworów plejstocenijskich w latach 1965 i 1966 wykonane były dwa otwory kartograficzne: Hańcza (otw. 4) i Szurpiły (otw. 31) (tabl. I; Ber, 1968). Z powodu udarowego sposobu wiercenia tych otworów nie zachowały się profile glin zwałowych, w związku z tym nie wykonano badań litologiczno-petrograficznych. W celu ustalenia stratygrafii osadów plejstocenijskich z obszaru arkusza wykorzystano natomiast opracowania dotyczące obszarów arkuszy sąsiednich: Krasnopol (Ber, 1998, 2000) i Suwałki (Ber, 1990a, b) oraz ważniejsze publikacje wydane po 1967 r., czyli po opublikowaniu pierwszej wersji arkusza Jeleniewo. Ze względu na różnorodność tematyczną opracowań dotyczących prezentowanego terenu, scharakteryzowano je w skrócie, grupując w kilku kategoriach.

Krystalinik i złoża rud żelaza. Najstarszymi skałami na obszarze arkusza są skały wchodzące w skład proterozoicznego fundamentu krystalicznego. Fundament ten przykrywają paleozoiczne, mezozoiczne i kenozoiczne skały osadowe. Budowa geologiczna tego obszaru poznana została głównie dzięki otworom badawczym (w rejonie Krzemianki, Szurpił, Jeziora Okrągłego i Udryna) oraz badaniom geofizycznym (magnetometria i grawimetria). Od lat 50. XX w. na obszarze arkusza Jeleniewo prowadzono prace geologiczne, które miały na celu udokumentowanie występowania złóż rud żelaza i tytanu zbudowanych z magnetytu, ilmenitu i tytanomagnetytu z domieszką akcesorycznych minerałów siarczkowych niklu i kobaltu. Systematyczne badania geologiczne (w tym głębokie wiercenia) fundamentu krystalicznego i przedplejstocenijskiej pokrywy osadowej rozpoczęto w 1957 r. Z badaniami tymi związane są opracowania: Znoski (1965, 1973, 1984, 1993), Jaskowiak (1967), Cieślińskiego i Jaskowiak (1973), Subiety (1974), Kubickiego i Ryki (1982), Ryki (1993), Granicznego (1998) oraz Juskowiak (1998). W odwierconym w 1985 r. otworze Łopuchowo IG-1 (otw. 13) natrafiono, oprócz rud ilmenitowo-magnetytowych, na skały żyłowe z podwyższoną zawartością wanadu i pierwiastków ziem rzadkich (Wiszniewska, 1993; Wiszniewska, Petecki, 2014).

W latach 1973 i 1993 na Suwalszczyźnie odbyły się sesje terenowe Polskiego Towarzystwa Geologicznego, gdzie zaprezentowano zagadnienia związane z występowaniem rud żelaza i budową pokrywy osadowej (Znosko, 1993). Podsumowaniem badań grawimetrycznych i magnetycznych na Pojezierzu Suwalskim, w tym i na badanym obszarze, były opracowania: Cieśli i Wybrańca (1998) oraz Cieśli i innych (1998). Synteza budowy geologicznej i stratygrafii przedplejstocenijskiej pokrywy osadowej została zawarta w pracach Znoski (1973, 1993).

Opracowania kartograficzne. W 1971 r. został wydany arkusz Suwałki Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Ber, 1971a–c). Arkusz Suwałki MGP jest obecnie w trakcie reambulacji. Obserwacje geologiczne i badania podjęte podczas prac na obszarze arkusza Jeleniewo SMGP (Ber, 1967, 1968), a później na obszarze arkusza Suwałki MGP (Ber, 1971a–c), stały się podstawą do opracowania przez Bera (1974) pierwszej monografii geologicznej czwartorzędu i jego podłoża, dotyczącej Pojezierza Suwalskiego. W 1981 r. opublikowany został przewodnik geologiczny po Suwalszczyźnie i Równinie Augustowskiej przedstawiający m.in. ówczesne poglądy na genezę i budowę geologiczną tego obszaru (Ber, 1981). W 2008 r. został wydany arkusz Jeleniewo Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (Pęczkowska, Figiel, 2008), rok później – Mapy Litogenetycznej Polski 1:50 000 (Gastoł-Palechowska, 2009), a w 2012 r. – Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000 (Hrybowicz, 2012; Radwanek Bąk i in., 2012a, b).

Do opracowań kartograficznych związanych z omawianym obszarem należy Mapa geologiczno-turystyczna Suwalskiego Parku Krajobrazowego 1:25 000 (Pochocka-Szwarc i in., 2014), która w sposób spopularyzowany przybliży zagadnienia dotyczące geologii i geomorfologii obszaru objętego arkuszem Jeleniewo.

Budowa geologiczna powierzchniowa i geomorfologia. Prekursorem obserwacji geomorfologicznych i krajobrazowych okolic Jeleniewa i Szurpił był Pietkiewicz (1928). Jako pierwszy opisał m.in. oz turtulski i głazowisko w Bachanowie. Monografia dotycząca geologii ozu turtulskiego ukazała się w 1977 r. (Pietkiewicz, 1977).

Na podstawie wyników prac geologiczno-zdjęciowych prowadzonych na potrzeby opracowania arkusza Jeleniewo Ber i Maksiak (1969) przedstawili interpretację genezy form lodowcowych i polodowcowych występujących w zagłębieniu Szeszupy. O zasięgach moren czołowych w ujęciu regionalnym w Polsce północno-wschodniej pisał Pachucki (1952, 1961). W latach 1973 i 1993, w ramach sesji terenowych prowadzonych na Suwalszczyźnie przez Polskie Towarzystwo Geologiczne, prezentowano osady czwartorzędowe i geomorfologię Suwalszczyzny, w tym obszarów znajdujących się na obszarze arkusza Jeleniewo (Ber, 1973a; Krzywicki, 1993; Lisicki, 1993), a także przedstawiono skomplikowane warunki hydrogeologiczne związane z jeziorem Hańcza i jego otoczeniem (Mitrega, Pachla, 1993; Mitrega, Paczyński, 1993).

W 2000 r. ukazało się kolejne syntetyczne opracowanie dotyczące zarówno geologii podłoża, jak i osadów plejstocenijskich Pojezierza Suwalskiego i Równiny Augustowskiej (Ber, 2000a).

Hydrogeologia i hydrologia. W 1932 r. Rühle opublikował pierwszą mapę geologiczną okolic jeziora Hańcza oraz szkic batymetryczny tego zbiornika. W pracy zawarte są też wyniki obserwacji geomorfologicznych najbliższych okolic jeziora wraz z opisem osadów dennych.

Skomplikowane warunki hydrogeologiczne zagłębienia Szeszupy, jeziora Hańcza i jego otoczenia w swoich pracach przedstawili: Mitrega i Pachla (1993) oraz Mitrega i Paczyński (1993). Znaczne

miąższości osadów czwartorzędowych (przekraczające 250 m) i zmienna litologia w tym rejonie powodują, że kierunki przepływu wód w warstwach wodonośnych na obszarach sąsiednich są odmienne. Stwierdzono m.in. niezgodność w kierunkach przepływu wód w zlewniach powierzchniowych i podziemnych. Wyniki badań hydrogeologicznych, opisy profili otworów wiertniczych wykonanych na obszarze zagłębienia Szeszupy, a także określenie głębokości występowania wgłębnych poziomów wodonośnych, okazały się pomocne w wyznaczeniu przebiegu kopalnych dolin czwartorzędowych (Mitreǵa, 1988, 1991; Mitreǵa, Paczyński, 1993).

W 2010 r. opublikowane zostały wyniki prac interdyscyplinarnego polsko-niemieckiego zespołu badającego osady dna jeziora Hańcza (Lauterbach i in., 2010). Przeprowadzone badania m.in. sedymentologiczne, paleobotaniczne, paleofaunistyczne i fizykochemiczne pozwoliły na wyznaczenie w osadach dennych granicy późnego plejstocenu i wczesnego holocenu, a także na wyróżnienie i określenie wieku czterech głównych etapów zmian w sedymentacji osadów oraz dwóch ociepleń klimatycznych.

Budowę geologiczną podwodnych ścian we wschodniej części jeziora Hańcza na podstawie analizy wyników badań sonarowych opisali Pochocka-Szwarc i inni (2012). W ostatnich latach pojawiły się nowe opracowania dotyczące batymetrii i parametrów hydrologicznych jeziora Hańcza (Popielarczyk i in., 2015).

Sedymentologia. Analizą warunków panujących w paleośrodowiskach związanych z sandrem Czarnej Hańczy zajmował się Zieliński (1993). Rozpoznaniem form i osadów powstałych w wyniku sflukiwania oraz natężenia tych procesów w holocenie zajmował się zespół pod kierunkiem Smolskiej (2005). Obserwacje prowadzono m.in. na stromych stokach w rejonie Udziejka Górnego, Gulbieniszek i Łopuchowa.

Paleobotanika. Z badań osadów dennych nawierconych w jeziorach: Hańcza (Lauterbach i in., 2010), Szurpiły (Bińka, 1993; Kinder i in., 2008), Purwin (Gałka, Apolinarska, 2014) i Linówek (Gałka i in., 2014) odtworzono postglacjalną historię warunków paleośrodowiskowych panujących w tych okolicach.

Geochronologia. W latach 2007 i 2009 wykonano badania wieku gładów narzutowych pochodzących z gładowisk łopuchowskiego i bachanowskiego oraz z rejonu Wróbla (Dzierżek, Zreda, 2007; Dzierżek, 2009). Badania polegały na pomiarze zawartości izotopu ^{36}Cl akumulowanego w przypowierzchniowej warstwie skały pod wpływem promieniowania kosmogenicznego. Wynik wskazuje czas bezwzględny od momentu wystawienia powierzchni skalnej na ekspozycję słoneczną (tj. uwolnienia jej spod masy lodowej) do dziś.

Wieloletnia zmarzlina. Z obecnością łądolodów kolejnych zlodowaceń związane jest zagadnienie występowania wieloletniej zmarzliny. Relikt wieloletniej zmarzliny został udokumentowany

w otworze wykonanym poza granicami obszaru arkusza w rejonie Udryna (Szewczyk, Nawrocki, 2011). Obecność zmarzliny zanotowano w utworach kredy na głębokości około 350 m. Podczas pomiaru temperatury wody w otworze wiertniczym zaobserwowano inwersję termiczną, czyli spadek temperatury wody wraz ze wzrostem głębokości. Warunki sprzyjające zachowaniu reliktovej zmarzliny związane są z obecnością skał suwalskiego masywu anortozytowego, które zaburzają przewodność geotermalną (Szewczyk, Nawrocki, 2011).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Według podziału fizycznogeograficznego (Kondracki, 2009) obszar arkusza znajduje się na terenie mezoregionu Pojezierze Wschodniosuwalskie. Jedynie jego południowo-zachodnia część leży już na Równinie Augustowskiej. Na terenie arkusza znajduje się najgłębsze na Niziu Środkowoeuropejskim jezioro Hańcza (maksymalna głębokość 108,5 m).

Formy lodowcowe. Wysoczyzna morenowa falista zajmuje znaczną część obszaru arkusza (tabl. II). Powierzchnia wysoczyzny jest bardzo silnie urozmaicona hipsometrycznie. Najwyżej położona jest w północno-zachodniej części w okolicach Mierkiń, na zachód od jeziora Hańcza (około 270–290 m n.p.m.). Mniejsze wysokości wysoczyzna wykazuje w części południowo-wschodniej (około 200–230 m n.p.m.). Na powierzchni wysoczyzny znajduje się wiele obniżzeń, często bezodpływowych (zagłębienia wytopiskowe i skupiska oczek polodowcowych). Deniwelacje pomiędzy dnami tych obniżzeń a powierzchnią otaczającej je wysoczyzny sięgają nawet 25 czy 30 m. Na północ od jeziora Szelment Wielki wysokości wysoczyzny są najmniejsze – wynoszą od 190 do 210 m n.p.m.

Najmniej urozmaiconą powierzchnię wysoczyzny falistej można obserwować w okolicach Kruszek, Pawłówki i Śmieciuchówki (południowo-zachodnia część obszaru arkusza) oraz w okolicach Bachanowa.

Kulminacje powierzchni terenu na omawianym obszarze, przekraczające 250 m n.p.m., stanowią moreny czołowe spiętrzone i moreny martwego lodu oraz ozy i kemy (okolice Smolnik). Występują tu również liczne formy wklęsłe, jak np. rynny lodowcowe, zagłębienia wytopiskowe i inne zagłębienia bezodpływowe. Najwyższym punktem topograficznym obszaru arkusza Jeleniewo jest szczyt formy szczelinowej między jeziorami Hańcza i Wersle, znajdujący się na wysokości 295,5 m n.p.m.

W centralnej części obszaru arkusza, pomiędzy: Szurpiłami, Szeszupką, Smolnikami, Sidorami i Gulbieniszkami, rozciąga się rozległa forma wklęsła o powierzchni około 50 km². Jest to zagłębienie Szeszupy. Dno tego zagłębienia znajduje się około 40, a nawet 90 m poniżej otaczającej wysoczyzny. Ograniczone jest stromymi zboczami, na których miejscami rozwinęły się źródłiska sprzyjające rozwojowi nisz osuwiskowych.

Rzeźba powierzchni dna zagłębienia Szeszupy jest bardzo urozmaicona. Hipsometrycznie wyróżnia się tu trzy odrębne strefy (Ber, 1968; Ber, Maksiak, 1969):

1. Strefa w części południowej, położona na wysokości około 190–220 m n.p.m. Znajdują się tu dwa charakterystyczne elementy krajobrazu: niecka Wodзіłek i niecka Jegłówa (Jegłówa). Są to w zarysie półkoliste obniżenia terenu, rozdzielone ostrogą. W nieckach tych występują ułożone „amfiteatralnie” wały wąskich i krętych wzgórz, rozdzielone wąskimi obniżeniami, często bezodpływowymi. Pietkiewicz (1928) nazwał je „amfiteatrem lodowcowym Wodзіłek” i „amfiteatrem lodowcowym Jegłówa”. Terminy te stosowane są po dziś dzień. W niecce Jegłówa znajdują się obniżenia jezior: Szurpiły, Kluczysko i Jegłówek, a nieco bardziej na północ Jeziora Kopanego. W niecce Wodзіłek występuje niewielkie jezioro Linówek.

2. Strefa w części północno-zachodniej, położona na wysokości około 160–200 m n.p.m., z kulminacjami wzgórz kemowych osiągających wysokość około 200 m n.p.m. Są to wzgórza Baczyna i Zalewki. W tej części znajdują się malownicze jeziora: Jacno, Kamendul i niewielkie Wodзіłki. W rejonie jeziora Jacno obserwuje się największe w okolicy deniwelacje, dochodzące do 90 m. Południkowo ukierunkowana ostroga, na której w południowej części znajduje się kem – góra Baczyna, rozdziela tę część zagłębienia Szeszupy od jej części północno-wschodniej.

3. Obszar w części północno-wschodniej, położony najniżej – 145,8–149,2 m n.p.m. Występują tu liczne jeziora wytopiskowe. Z większych należy wymienić: Kolje, Perty, Okrągłe i Przechodnie. Liczne izolowane od siebie wzgórza to kemy i moreny martwego lodu wskazujące na powolne zamieranie lodu lodowcowego.

M o r e n y c z o ł o w e a k u m u l a c y j n e. Formy akumulacji lodowcowej znaczące zasięg lądolodu na omawianym obszarze występują na zachód i wschód od zagłębienia Szeszupy oraz pomiędzy doliną Czarnej Hańczy na zachodzie a szlakiem sandrowym na wschodzie. Są to wzgórza (o wysokości rzędu 250–260 m n.p.m.) w rejonie Wróbla, Kruszek i Pawłówa oraz w Bachanowie. W Bachanowie znajduje się potężna forma o maksymalnej wysokości około 245,1 m n.p.m., której żwirowo-piaszczyste osady były intensywnie eksploatowane podczas II wojny światowej (istniała tu kopalnia kruszywa). Rozległe wzgórze morenowe o wysokości 266,3 m n.p.m. znajduje się na wschód od Błaskowizny, powyżej krawędzi zagłębienia Szeszupy.

Wzgórza morenowe znajdują się również na północ od Szurpił. Ich kulminacje (góra Potajemnica – 250,7 m n.p.m.) tworzą formę potężnego morfologicznego klina, wcinającego się w niżej leżące niecki Wodзіłek i Jegłówa. Strome północne stoki moren osiągają nawet 30 m wysokości. Wzgórza porozdzielane są siecią dolinek wód roztopowych o głębokościach od 10 do 15 m.

Moreny akumulacyjne występują także we wschodniej części obszaru arkusza, na północ od jeziora Sumowo (wysokość do 239,7 m n.p.m.) i na południe od jezior Jałowo i Jałówek (wysokość po-

nad 200,0 m n.p.m.) oraz na zachód od jeziora Udrynek (wysokości ponad 230,0 m n.p.m.). Wydłużone są one równoleżnikowo lub mają zarys owalny.

Najbardziej rozległymi morenami akumulacyjnymi są: góra Krzemianucha (szczyt powyżej 255,0 m n.p.m.), stanowiąca charakterystyczny element krajobrazu dzięki znajdującemu się na jej szczycie przekaźnikowi RTV oraz położona w odległości około pół kilometra na południe góra Krzemieniucha, której szczyt wznosi się około 50 m ponad otaczającą wysoczyznę (288,2 m n.p.m.).

Do moren czołowych spiętrzonych (moren wyciśnięcia) zaliczono wzniesienia występujące w nieckach Wodзилек i Jegłówka, gdzie ułożone są festonowo lub „amfiteatralnie” („amfiteatry lodowcowe Wodзилек i Jegłówka”; Pietkiewicz, 1928). Moreny wyciśnięcia występują także w obrębie wysoczyzny (poza obszarem zagłębienia Szeszupy) w dwóch rejonach: na północ od Smolnik oraz na wschód od jeziora Hańcza – ten zespół form nazywany jest „amfiteatrem łopuchowskim”.

W okolicach Smolnik moreny stanowią dominujący akcent morfologiczny na powierzchni wysoczyzny morenowej falistej. Mają formę wałów o wysokości względnej do 30 m, układających się półkolistie z północy na północny zachód. Poszczególne wały rozdzielają wąskie, kilkunastometrowe dolinki o dnach urozmaiconych zagłębieniami bezodpływowymi.

W obrębie „amfiteatru łopuchowskiego”, pomiędzy wałami moren (o wysokościach od około 215 do około 260 m n.p.m.) występują współkształtne do nich wąskie obniżenia (do 9–10 m głębokości), wypełnione osadami mineralnymi i organicznymi (Micun, 2014). W jednym z takich obniżeń znajduje się płytkie, 2-metrowej głębokości, jezioro Bocznel (Boczniel). Na obszarze czwartego i piątego wału – licząc od zachodu – w 1988 r. utworzono rezerwat geologiczny Głazowisko Łopuchowskie o powierzchni 15,88 ha.

Poniżej południowej krawędzi zagłębienia Szeszupy, w niecce Wodзилек, znajduje się zespół wzniesień ułożonych względem siebie równolegle. Rozdzielone są one krótkimi, bezodpływowymi dolinkami denudacyjnymi (ze względu na szczegółowość szkicu geomorfologicznego i małą jego skalę nie zaznaczono ich tam). W niecce Jegłówka wzniesienia układają się półkolistie z północnego zachodu na południowy wschód, osiągając wysokość około 241,3 m n.p.m. (Wielki Otrók). Rozdzielone są wąskimi obniżeniami, układającymi się równolegle do osi wzniesień. W niektórych z nich znajdują się jeziora: Szurpiły, Kluczysko, Jegłówek oraz Kopane.

Szczegółowa geneza form, określonych w niniejszym opracowaniu jako moreny czołowe wyciśnięcia, jest dyskusyjna i trudna do ustalenia ze względu m.in. na brak odsłoneń. Na podstawie kryteriów geomorfologicznych oraz analizy dostępnego lidarowego numerycznego modelu terenu (www.geoportal.gov.pl) można uznać, że omawiane zespoły form powstały jako:

1. Supraglacialne moreny wyciśnięcia, utworzone w wyniku dynamicznej działalności lądolodu wypełniającego zagłębienie Szeszupy. Jest to interpretacja klasyczna, proponowana we wcześniejszych pracach Bera (1974, 1981, 2000a).

2. Formy subglacialne powstałe w warunkach intensywnych przepływów wód subglacialnych o wysokich i zróżnicowanych ciśnieniach (Piechota, Piotrowski, 2010; Leseman i in., 2010).

Zgodnie z wytycznymi zawartymi w obecnie obowiązującej Instrukcji opracowania i wydania SMGP z 2004 r., dotyczącymi klasyfikacji i nazewnictwa form rzeźby, w niniejszym opracowaniu posłużono się terminem moreny czołowe wyciśnięcia, jednakże nie zamyka się dyskusji nad ich morfogenezą.

Formy utworzone w strefie martwego lodu. Największe nagromadzenie moren martwego lodu znajduje się w północnej i północno-wschodniej części zagłębienia Szeszupy. Są to często wzgórza o kolistym zarysie, towarzyszące jeziorom wytopiskowym: Jaczno, Kolje, Perty, Krejwelek i Przechodnie. Wznoszą się kilkanaście metrów ponad taflę wody. Moreny martwego lodu występują dosyć powszechnie na powierzchni wysoczyzny moreny falistej – na zachód od jeziora Hańcza oraz w północno-wschodniej części obszaru arkusza. Zgromadzone są często wokół wytopisk i niewielkich zagłębień bezodpływowych.

Formy wodnolodowcowe. W obrębie równin sandrowych i wodnolodowcowych na obszarze arkusza Jeleniewo wyróżniono dwa poziomy sandrowe: wyższy – starszy i niższy – młodszy. Poziom sandrowy wyższy (I) występuje w okolicach Pawłówki na wysokości około 240 m n.p.m., Smolnik – około 225 m n.p.m. i Wołowni – około 215 m n.p.m. Tworzy on dwa zorientowane południkowo szlaki sandrowe: zachodni sandr doliny Czarnej Hańczy oraz wschodni zwany bramą jeleniewską.

Powierzchnia sandru Czarnej Hańczy położonego w północnej części znajduje się na wysokościach 230–240 m n.p.m. i obniża się ku południowi, osiągając 210–215 m n.p.m. w pobliżu Czarnakowizny. Zajmuje znaczną powierzchnię po zachodniej stronie doliny Czarnej Hańczy (Malesowizna, Morgi, Czarnakowizna). Za południową granicą obszaru arkusza przechodzi w rozległy sandr suwalski. Powierzchnia sandru dolinnego Czarnej Hańczy miejscami jest płaska, miejscami natomiast wykazuje znaczne urozmaicenie morfologiczne. W okolicach Bachanowa zaznacza się wyraźna kierunkowość (NW–SE) w morfologii powierzchni sandru, dobrze widoczna na numerycznym modelu terenu. W pobliżu wsi Okrągłe występuje zagłębienie wytopiskowe z dwoma jeziorkami oraz ciągiem pagórków ozowych. Liczne suche zagłębienia wytopiskowe występują także po zachodniej stronie Czarnej Hańczy na północ od Czarnakowizny. Poziom sandrowy jest rozcięty wielkopromiennymi meandrami Czarnej Hańczy.

Drugi bardzo wyraźny poziom sandrowy (wyższy – I) jest szlakiem zorientowanym południkowo, rozwiniętym poza zagłębieniem Szeszupy, po jego wschodniej stronie (od Rutki-Tartaku na północy po Prudziszki na południu). Na odcinku na południe od Jeleniewa ograniczony jest stromymi, niemal południkowymi krawędziami wysoczyzny. Ma pofalowaną powierzchnię, stopniowo obniżającą się z północy (215,0 m n.p.m.) na południe (193,8 m n.p.m.). Odcinek ten nazywany jest bramą jeleniewską. Powstał w wyniku skoncentrowanego i wysokoenergetycznego przepływu wód lodowcowych (Zieliński, 1993). Jest to sandr typu dolinnego o szerokości około 1 km, który kilka kilometrów dalej na południe łączy się z sandrem Czarnej Hańczy, tworząc rozległy sandr suwalski. Na dosyć urozmaiconej powierzchni tego szlaku sandrowego występuje wiele obniżen o genezie wytopiskowej oraz pole piasków przewianych.

Poziom sandrowy niższy (II) występuje w dnie zagłębienia Szeszupy. Towarzyszy formom pozytywnym w niecce Wodzik (200–210 m n.p.m.) i w mniejszym stopniu w niecce Jegłówka (190–200 m n.p.m.). Tworzy dosyć płaską powierzchnię w rejonie Udziejka Dolnego (200 m n.p.m), podciętą od północy dosyć stromymi krawędziami wysokości do 20, a nawet 40 m. Niewielkie izolowane płyty osadów wodnolodowcowych zachowały się w północnej części zagłębienia – nad jeziorem Kolje (160–180 m n.p.m.) oraz w części północno-wschodniej, tworząc płaskie fragmenty sandru na wysokościach 150–160 m n.p.m., a w rejonie Rutki-Tartaku jeszcze niżej – 140–150 m n.p.m.

W morfologii sandrów obserwuje się niezbyt wyraźne załomy. Ich zbocza są łagodne, a wysokości względne nie przekraczają 30 m.

Równiny zastoisowe występują w dnie zagłębienia Szeszupy. Płaskie powierzchnie, zbudowane z osadów wytopiskowych, występują w jego środkowej części (160–170 m n.p.m.) wokół mis jezior Jaczno i Kamendul oraz u podnóża zachodnich krawędzi zagłębienia. W części północno-wschodniej (145–150 m n.p.m.) występują wokół jezior: Kolje, Perty, Krejwelek i dalej w kierunku jeziora Pobondzie, tworząc powierzchnię o wysokości około 150 m n.p.m.

Ozy. Oz turtulski, opisany po raz pierwszy przez Pietkiewicza (1928), jest najbardziej znaną formą w okolicy. Położony jest w dnie rynny lodowcowej wykorzystanej przez rzeki Czarną Hańczę i jej dopływ – Kozikówkę. Oz turtulski to zespół czternastu pagórków i wałów tworzących ciąg ozowy na odcinku 3 km. Szczyty pagórków w części północnej wznoszą się do wysokości około 223 m n.p.m., a w południowo-wschodniej, pod Turtulem – około 203 m n.p.m. Pomiędzy pagórkami ozu turtulskiego płynie Czarna Hańcza. Dwa pagórki tworzą niewielkie wyspy wystające na wysokość około 5 m ponad wodami stawu turtulskiego.

Inne ozy znajdują się w dnie rynny lodowcowej na północ od jeziora Hańcza (okolice Jegliniszek). Ich szczyty wznoszą się około 15–20 m ponad dno rynny.

Pojedynczy oz, znany jako oz w Okrągłym, znajduje się na skraju doliny Czarnej Hańczy, w południowej części obszaru arkusza. Szczyt wąskiego, około 1-kilometrowej długości pagórka, zorientowanego z północnego zachodu na południowy wschód, wznosi się prawie 20 m ponad powierzchnię koryta rzeki (200,3 m n.p.m.). Równolegle do ozu rozciąga się kilkunastometrowej szerokości obniżenie wytopiskowe, którego dno położone jest 16 m poniżej szczytu ozu.

W dnierynny jeleniewskiej, niedaleko miejscowości Roiska, znajduje się wąski kręty wał ozu, którego szczyt (214,1 m n.p.m.) wznosi się ponad piaszczysto-żwirową powierzchnię sandru.

Formy akumulacji szczelinowej są to długie (długości nawet do 1 km) wąskie ciągi wzgórz, występujące pojedynczo lub w zespołach, stanowiące niezwykle charakterystyczne elementy rzeźby. Są doskonale widoczne na numerycznym modelu terenu. Występują powszechnie na badanym obszarze, układając się w zespoły:

1. Południkowe występujące na wysoczyźnie, na północ od jeziora Hańcza i wzdłuż rynny tego jeziora. Osiągają one wysokość 257,0–272,0 m n.p.m. Przykładem jest Góra Leszczynowa wznosząca się prawie 30 m ponad wody jeziora (272,0 m n.p.m.). Formy akumulacji szczelinowej o przebiegu południkowym występują również wzdłuż krawędzi rynny jeleniewskiej (około 240 m n.p.m.).

2. O orientacji NW–SE występujące na powierzchni wysoczyzny w okolicach: Smolnik (250–260 m n.p.m.), Gulbieniszek, Pawłówki i Wołowni (około 220 m n.p.m.). Tak ukierunkowane formy towarzyszą rynnom lodowcowym w miejscowości Hańcza (240 m n.p.m.) czy na południe od Wołowni (około 230 m n.p.m.).

3. O orientacji NE–SW układające się wzdłuż południowo-wschodnich granic zagłębienia Szeszupy (około 170–210 m n.p.m.) niemal współkształtnie do przebiegu jego zboczy.

K e m y występują w północno-zachodniej części obszaru arkusza, pomiędzy jeziorami Hańcza i Poblędzie, wznosząc się nad powierzchnią wysoczyzny lodowcowej. W okolicach Smolnik, poza zagłębieniem Szeszupy, zaznacza się odosobniona forma kemowa składająca się z kilku palczasto uformowanych wałów piaszczystych. Ich kulminacje (do 225,6 m n.p.m.) wznoszą się 17 m ponad wodami Jeziora Czarnego. Poszczególne palczaste odnogi rozdzielają krótkie dolinki o stromych zboczach. Największe skupisko kemów znajduje się w północno-wschodniej części zagłębienia Szeszupy. Są to izolowane pagórki porośnięte lasem. Osiągają one wysokości od około 175 do około 190 m n.p.m. (20–40 m wysokości względnej).

T a r a s y k e m o w e występują w obrębie wysoczyzny polodowcowej w zagłębieniu Szeszupy na zachód od jeziora Jaczno oraz na zachód od jeziora Kamendul.

W rynnach jeleniewskiej taras kemowy wykształcony jest w postaci wąskiej (o szerokości od 25 do 250 m) listwy, osiągającej wysokość 215 m n.p.m. Taras ten różnicuje się na dwa poziomy: wyższy i niższy, oddzielone nieznacznej wysokości, słabo widocznym załomem. Na poziomie niższym występują ozy z towarzyszącymi im zagłębieniami.

Formy uznane za tarasy kemowe (wysokości 195–202 m n.p.m.) występują też wzdłuż wschodnich brzegów jeziora Szelment Wielki. Tworzą one płaskie powierzchnie.

Rynny subglacjalne oraz rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone są to charakterystyczne elementy rzeźby omawianego terenu. Ze względu na ukierunkowanie można wyróżnić dwie ich grupy:

1. Rynny o przebiegu NW–SE, którymi płyną rzeki Czarna Hańcza i Kozikówka (wraz z oziem turtulskim) oraz dwie w okolicach Wołowni, w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Głębokości wymienionych rynien wynoszą przeciętnie (w stosunku do powierzchni wysoczyzny lodowcowej) 20–25 m. Ich strome zbocza nachylone są pod kątem do 40°.

2. Rynny o ukierunkowaniu NNE–SSW, wypełnione wodami dwóch głębokich jezior: Hańcza (maksymalna głębokość 108,5 m) i Szelment Wielki (głębokość 45,0 m).

Jezioro Hańcza wypełnia południową część rynny ciągnącej się około 7 km i zaczynającej się na północ od wsi Rogożajny. Rynną tą płynie rzeka Czarna Hańcza. Rzeka bierze swój początek z jeziora wytopiskowego Jegliniszki, płynie na południe i przepływa przez jezioro Hańcza. W części północnej dno rynny, położone na wysokościach około 230–243 m n.p.m., jest przeważnie zatorfione. Urozmaicają ją ozy (okolice Dziadówka i Jegliniszek) osiągające wysokość względną od 5 do 10 m.

Wody jeziora Szelment Wielki wypełniają rynnę o długości około 8 km, która kontynuuje się w kierunku północnym, w stronę granicy państwa. Rynna ta ma strome zbocza nachylone pod kątem do 40°. Tafla wody w jeziorze znajduje się na wysokości 176,0 m n.p.m., czyli prawie 30 m poniżej powierzchni otaczającej wysoczyzny.

Charakterystyczna jest południkowo wykształcona rynna jeleniewska, wypełniona osadami wodnolodowcowymi. Jej zbocza są wysokie i strome (30–35-metrowe). Dno rynny jeleniewskiej występuje na wysokości 190–215 m n.p.m. Znajdują się tu formy akumulacji szczelinowej i ozy.

Należy zaznaczyć, że wydłużenie w kierunku północno-wschodnim zagłębienia Szeszupy i dalszy przebieg na północny wschód doliny rzeki Szeszupy może wskazywać na wykorzystanie przez nią starszych obniżen rynnowych. Rynny subglacjalne przebiegają na omawianym obszarze z północnego zachodu na południowy wschód i z północnego wschodu na południowy zachód, krzyżując się miejscami, co widać szczególnie w okolicach jeziora Hańcza (rynnę ozów turtulskiego i bachanowskiego) i okolicach Wołowni. Świadczy to o zróżnicowaniu wiekowym i zróżnicowanym kierunku ruchu poszczególnych strumieni lodowych lądolodu (stadiału górnego zlodowacenia Wisły). Istnieje pogląd (Ber, 2000a) o asynchroniczności tych form negatywnych: rynny starsze charakteryzują się przebiegiem południkowym lub zbliżonym do południkowego, natomiast w obrębie rynien młodszych zaznacza się wyraźna dwukierunkowość. W części zachodniej obszaru arkusza rynny młodsze przebiegają z północnego zachodu na południowy wschód, natomiast we wschodniej części obszaru przebiegają z północnego wschodu na południowy zachód i miejscami krzyżują się.

Doliny wód roztopowych wyróżnia się na południe od Szurpił – rozcinają one masywy morenowe wysoczyzn Szurpił i Krzemianki, oddzielone od nich niskimi, łagodnymi krawędziami o wysokościach 2–3, miejscami 5–10 m. Omawiany ciąg dolinny ma przebieg prawie południkowy i niskie zbocza słabo zaznaczone w morfologii terenu. W południowej części wysoczyzny morenowej falistej zaznacza się kilka dolin odpływu wód lodowcowych, charakteryzujących się znacznymi głębokościami (15–20 m) i wysokimi, miejscami stromymi zboczami. Główna dolina odpływu wód lodowcowych na omawianym obszarze biegnie od Krzemianki poprzez Czerwone Bagno, Żywą Wodę i Pieńki. W okolicach Czerwonego Bagna ma ona wyraźne cechy doliny rynnowej, co świadczy, że wody lodowcowe wykorzystały jako drogę odpływu istniejące już obniżenia pochodzenia rynnowego lub wytopiskowego. W pobliżu wsi Żywa Woda i Pieńki dolina wód roztopowych zorientowana jest południkowo i ma mniejsze odnogi ukierunkowane równoleżnikowo (na południe od góry Krzemieniuchy). Te mniejsze odcinki doliny wód roztopowych mają charakter dolin zawieszonych, których dna znajdują się około 20 m powyżej powierzchni sandru jeleniewskiego.

W okolicach Wołowni powierzchnia wysoczyzny morenowej pocięta jest głębokimi rynnami lodowcowymi o przebiegu NW–SE i przecinającymi je młodszymi dolinami odpływu wód lodowcowych przebiegających w kierunku NE–SW. Doliny te są szerokie, mają łagodne zbocza i dna położone na różnych poziomach, przeważnie wyższych od den dolin rynnowych (około 210–220 m n.p.m.).

Równina erozyjna wód roztopowych została utworzona na niewielkim fragmencie wysoczyzny na południe od Pawłówki (południowo-zachodnia część obszaru arkusza). Jest to cypel wysoczyzny lodowcowej wcinający się w poziom sandrowy wyższy. Jego długie łagodne stoki nachylone są w kierunku południowym. Są one zapisem erozyjnej działalności wód roztopowych płynących częściowo w niższej części wysoczyzny lodowcowej (około 220–230 m n.p.m.). Niewielki fragment występuje także pomiędzy Kruszkami a Błaskowizną.

Równina erozyjna wód roztopowych występuje również w południowej części obszaru arkusza, na wschód od sandru wypełniającego rynnę jeleniewską. Jest to stosunkowo nisko położona część gliniastej wysoczyzny morenowej (około 195–210 m n.p.m.), urozmaicona niewielkimi zagłębieniami powstałymi po martwym lodzie, wykazująca cechy rzeźby kierunkowej związanej z erozyjną działalnością wód roztopowych płynących bramą jeleniewską.

Zagłębienia powstałe po martwym lodzie są charakterystycznym elementem rzeźby powierzchni zarówno obszarów wysoczyzn morenowych, jak i sandrów. Formy tego typu, osiągające średnicę najczęściej kilkuset metrów, występują w obrębie wysoczyzny morenowej falistej w zachodniej i południowo-wschodniej części obszaru arkusza.

Na uwagę zasługują zagłębienia powstałe po martwym lodzie na powierzchni sandru na południe od Sidorówki i na wschód od jeziora Szurpiły. Ich dna położone są nawet 20 m poniżej otaczającej

powierzchni. W zagłębieniu Szeszupy obniżenia powstałe po martwym lodzie wypełniają wody jezior wytopiskowych, m.in. Kolje, Perty czy Okrągłe.

Formy eoliczne. Równiny piasków przewianych występują tylko w jednym miejscu – w okolicach Kazimierówki, na północ od Jeleniewa. Znajdują się na powierzchni sandru rynny jeleniewskiej.

Formy rzeczne. Dna dolin rzecznych na omawianym obszarze związane są przede wszystkim z szeroką doliną meandrującej Czarnej Hańczy i zatorfioną doliną Szeszupy. Mniejsze dolinki, przeważnie młodoplejstoczeńskie, to północne odcinki Błędzianki i Kozikówki, dolina rzeczki łączącej jezioro Jegliniszki z Czarną Hańczą, dolina Czernicy (północno-zachodni skraj obszaru arkuśza), dolina rzeczki odwadniającej wysoczyznę polodowcową w okolicach Kruszek i Pawłówki, wreszcie liczne dolinki rzek i strug wpadających do jeziora Szelment Wielki. Dna dolinek młodoplejstoczeńskich wymienionych rzek łączą zagłębienia włączając je w odpływ lub odwadniają wysoczyznę polodowcową. Doliny młodoplejstoczeńskie ograniczone są przeważnie stromymi, miejscami łagodnymi krawędziami o wysokościach względnych do 10 m.

Taras w dolinach rzecznych związane są z Czarną Hańczą. Rzeka, wcinając się w starszą powierzchnię sandrową, wykształciła wielkopromienne meandry. Występują tu: taras akumulacyjny zalewowy i dwa tarasy erozyjne nadzalewowe.

Taras zalewowe występują wzdłuż całej doliny Czarnej Hańczy. Są one przeważnie zatorfione. Ich wysokość względna wynosi od 0,5 do 2,5 m nad poziom rzeki. Szerokość tarasu zalewowego w dolinie Czarnej Hańczy jest zmienna: od 50 m w okolicach Bachanowa do prawie 400 m w zakolu na południowy zachód od wsi Podwysokie Jeleniewskie. Największe powierzchnie tego tarasu można obserwować w okolicach wsi Zarzecze Jeleniewskie i Okrągłe.

Erozyjny taras nadzalewowy niższy jest wcięty w obrębie doliny Czarnej Hańczy w taras nadzalewowy wyższy i zajmuje od niego znacznie większe powierzchnie. Wysokość tego tarasu dochodzi do 190–195 m n.p.m. w części północnej doliny i obniża się do 185–190 m n.p.m. ku południowi. Taras nadzalewowy wyższy występuje fragmentarycznie, przeważnie po wschodniej stronie doliny Czarnej Hańczy. Stanowi on stosunkowo płaską powierzchnię urozmaiconą licznymi gładzowiskami, występującymi na wysokości 200 m n.p.m. w okolicach Podwysokiego Jeleniewskiego i 190 m n.p.m. w okolicach wsi Okrągłe. Taras ten jest wcięty w sandr Czarnej Hańczy.

Dolinki i młode rozcięcia erozyjne to niewielkie formy ze stromymi zboczami o nachyleniu około 30°. Rozcinają wysoki załom zagłębienia Szeszupy i wysoczyzny polodowcowej w okolicach: Wodзилек, Smolnik, Sidor, Gulbieniszek i Sidorówki oraz załom wysoczyzny polodowcowej i rynny jeleniewskiej w okolicach Prudziszek, a także krawędź rynny jeziora Szelment Wielki. U ich wylotu często występują stożki napływowe. Wiele dolinek zostało pominiętych na szkicu geomorfologicznym ze względu na jego małą skalę i ryzyko utraty czytelności.

Najważniejszą dolinką zawieszoną i ponownie rozciętą na omawianym obszarze jest tzw. dolina zawieszona Gaciska. Dolina ta znajduje się na południe od Bachanowa. Jej dno jest położone około 15 m ponad dnem rynny lodowcowej, którą płynie Czarna Hańcza. Próg doliny zawieszonej jest bardzo dobrze widoczny z drogi Bachanowo–Jeleniewo na odcinku przed wsią Kruszki, po lewej stronie od tej drogi oraz z punktu widokowego znajdującego się po północnej stronie doliny Czarnej Hańczy. Dno tej doliny można prześledzić na odcinku o długości około 4 km w kierunku południowym. Jest ona wcięta na głębokość do 20 m w powierzchnię sandru.

Formy denudacyjne. Za ostatnie uznano formę otoczoną osadami wodnolodowcowymi, położoną na północ od Smolnik w okolicy wsi Ługiele. Jest to forma o długości około 1 km, zorientowana południkowo. Wznosi się ona 35 m ponad otaczającą powierzchnię sandrową. Strome stoki ostańca wskazują, że był on omywany przez wody roztopowe o intensywnym przepływie. Ostaniec jest fragmentem wysoczyzny, na której znajduje się forma akumulacji szczelinowej.

Suche doliny występują w okolicach wsi Prudziszki i Żywa Woda (południowa część obszaru arkusza; ze względu na małą skalę pominięto je na szkicu geomorfologicznym). Stanowią wydłużone obniżenia, prostopadłe do dolin odpływu wód lodowcowych i będące w stosunku do nich dolinami zawieszonymi (na wysokość do 10 m). Suche doliny w okolicach Oklin (północna część obszaru) charakteryzują się okresowym przepływem, mają strome zbocza i krawędzie erozyjne położone 10–15 m nad powierzchniami den dolinnych.

Długie stoki występują w północnej części zagłębienia Szeszupy. Otaczają od zachodu i północy obniżenie jezior wytopiskowych Kolje i Perty. Różnice wysokości przekraczają tu 40 m.

Długie stoki oddzielają zagłębienie Szeszupy od wysoczyzny polodowcowej. Są wyraźne, charakteryzują się dużymi spadkami o nachyleniu do 30° i miejscami przekraczają 60 m wysokości względnej (zagłębienie Szeszupy – okolice Smolnik i Postaweli).

Zagłębienia o różnej genezie występują na powierzchni wysoczyzny i na powierzchni sandru na południe i wschód od Błaskowizny.

Stożki napływowe są formami bardzo powszechnie występującymi na obszarze arkusza, zwykle u wylotu niewielkich dolinek i młodych rozcięć erozyjnych o stromych zboczach (nachylenie do około 30°). Obserwuje się je m.in. w zagłębieniu Szeszupy, w okolicach: Wodзіtek, Smolnik, Prudziszek, Malesowizny, na zboczach jezior Hańcza i Szelment Wielki (ze względu na małą skalę nie wszystkie zaznaczono na szkicu geomorfologicznym).

Północna część zagłębienia Szeszupy, na południe od Smolnik, jest jednym z miejsc na obszarze arkusza szczególnie predysponowanych do rozwoju osuwisk. Na stromych zboczach otaczających obniżenie jeziora Jaczno, gdzie deniwelacje są największe w okolicy i wynoszą około 80 m, a wysokości zboczy dochodzą nawet do 50 m, występują liczne źródłiska. Sprzyja to rozwojowi procesów maso-

wych. Wyróżniono tu dwa osuwiska, których skarpy główne osiągają wysokość około 10–15 m i nachylenie krawędzi około 30°. Inne osuwiska występują nad jeziorem Mauda, w Pobondziu (dolina Szeszupy), Turtulu, okolicach Szurpił i nad jeziorem Szelment Wielki. Ze względu na małą skalę szkicu geomorfologicznego nie zaznaczono na nim osuwisk. Więcej szczegółowych informacji na ich temat można uzyskać na stronie geozagrozenia.pgi.gov.pl.

Formy jeziorne. W okolicy Hańczy, u południowego podnóża Góry Leszczynowej, znajduje się obniżenie – r ó w n i n a j e z i o r n a będąca pozostałością po dawnej zatoce jeziora Hańcza. Dno tego obniżenia jest położone około 3 m powyżej poziomu wody w jeziorze Hańcza. Dawna zatoka była fragmentem rynny lodowcowej pomiędzy Hańczą a Błędzianką na odcinku o długości około 1,6 km. Obecnie jest wypełniona torfami. Mniejsze formy tego typu występują w rejonie Udziejka Dolnego i w okolicy Rutki-Tartaku.

Formy utworzone przez roślinność. Największe r ó w n i n y t o r f o w e znajdują się w dolinie Czarnej Hańczy, na południe od Malesowizny. Występują w obrębie meandrów szerokopromiennych, na powierzchni tarasów zalewowych.

Formy antropogeniczne. N a s y p y są pozostałością dawnej linii kolejowej biegnącej z Błaskowizny w kierunku Żytkiejm, występują na odcinku od Hańczy do Zarzecza. Widoczne są wzdłuż drogi wiodącej od skrzyżowania Błaskowizna–Hańcza w kierunku północno-zachodnim (w kierunku Hańczy). Torowisko linii już nie istnieje, nasyp wykorzystywany jest jako droga lokalna.

W Bachanowie znajdują się pozostałości infrastruktury kopalni kruszywa i obozu pracy, które istniały tu w czasie II wojny światowej.

Na terenie arkusza znajduje się najważniejszy zabytek osadnictwa jaćwieskiego będący wielką atrakcją turystyczną regionu – g r o d z i s k o zwane kompleksem Góry Zamkowej. Naturalne położenie – wzniesienie (228,1 m n.p.m.) otoczone jeziorami Szurpiły, Jegłówek i Kluczysko – wykorzystano jako miejsce utworzenia w IX w. jaćwieskiego kompleksu osadniczo-obronnego. Do kompleksu osadniczego archeolodzy zaliczają pobliskie góry Cmentarną i Kościelną oraz półwysep wcinający się w wody jeziora Szurpiły, zwany Targowiskiem (Sawicka i in., 2010).

Omawiany obszar należy do dorzecza Niemna i zlewni rzek: Czarnej Hańczy i Szeszupy oraz do dorzecza Pregoty (rzeka Błędzianka).

ródło Czarnej Hańczy znajduje się w pobliżu Rowelskiej Góry, nieco na północ od obszaru arkusza Jeleniewo. Czarna Hańcza przepływa przez jezioro Hańcza (wpływa koło Starej Hańczy, a wypływa w południowej części jeziora w Bachanowie). Od miejsca wypływu z jeziora do Bachanowa, czyli na odcinku o długości około 1 km, różnica wysokości wynosi 24 m. Od Bachanowa do stawu turtulskiego rzeka płynie rwącym nurtem w głębokiej wąskiej dolinie, wykorzystując obniżenie rynny subglacjalnej, a poziom wody w rzece znajduje się niemal 30 m poniżej krawędzi rynny. Za Bachanowem do

Czarnej Hańczy wpada niewielki ciek – Kozikówka, który na odcinku około 2 km płynie rynną polodowcową. Za Turtulem Czarna Hańcza płynie już doliną o wyraźnych, szerokoporomiennych meandrach (do 750 m). Szerokości doliny dochodzą do 1 km. Jej dno znajduje się około 20 m poniżej powierzchni otaczającego sandru, w który jest wcięta. Czarna Hańcza płynie na południe w kierunku Suwałk. Na rzece znajduje się sztuczny staw przymłyński, utworzony przez spiętrzenie wód w okolicy Turtula.

ródliko Szeszupy znajduje się w okolicach wsi Szeszupka. Ta niewielka rzeka płynie w zagłębieniu o wysokich stromych zboczach, zwanym zagłębieniem Szeszupy. Na odcinku początkowym o długości około pół kilometra rzeka pokonuje ponad 15-metrową różnicę wysokości, ma więc charakter potoku górskiego. W okolicach Wodziłek Szeszupa jest kręta, rzeka spowalnia, jej nurt jest dosyć spokojny. Przepływa przez jeziora: Gulbin, Okragłe, Krejwelek, Przechodnie, Postawelek i Pobondzie. Przed Rutką-Tartakiem poziom wody w rzece wynosi około 135 m n.p.m.

Wiele mniejszych cieków odprowadzających wody z torfowisk i jezior jest dopływami wyżej opisanych rzek. Na zboczu zagłębienia Szeszupy w okolicach jeziora Jaczno występują źródła i wysięki wód gruntowych.

W okolicach Zarzecza (zachodnia część obszaru arkusza) znajduje się obszar źródliskowy Błędzianki. Rzeka przepływa przez jezioro Werselę i odprowadza wody dalej na północ do Pregoty. Przez obszar arkusza przebiega dział wodny między dorzeczami Niemna i Pregoty.

Rynnowe jezioro Hańcza jest najgłębszym jeziorem na obszarze całego Niżu Środkowoeuropejskiego (głębokość maksymalna 108,5 m). Wody Hańczy wypełniają ukierunkowane prawie południkowo wąskie zagłębienie terenu o długości około 4,5 km i szerokości około 1,2 km. Stromy zachodni brzeg jeziora jest praktycznie niedostępny. Wzdłuż brzegu południowo-wschodniego rozciąga się wieś Błaskowizna.

Wody jeziora Szelment Wielki (głębokość maksymalna 45,0 m) wypełniają rynnę subglacialną, której zbocza wznoszą się około 14 m powyżej lustra wody.

W południowej części zagłębienia Szeszupy znajdują się jeziora wytopiskowe: Szurpiły, Jegłówek, Kluczysko i Linówek, a we wschodniej – Kopane i Udziejek. Jeziora: Kolje, Perty i Purwin nazywane są kompleksem jezior kleszczowieckich. Na południe od Smolnik znajdują się dwa malownicze jeziora: Jaczno i Kamendul.

Na wysoczyźnie w północnej części obszaru arkusza znajdują się wytopiskowe jeziora Mauda, Poblędzie i Werselę.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

A. STRATYGRAFIA

Najstarszymi skałami w obrębie obszaru arkusza Jeleniewo są masywy i serie skalne proterozoiczne, wchodzące w skład fundamentu krystalicznego. Fundament krystaliczny (zwany także krystalinikiem) przykrywają paleozoiczne, mezozoiczne i kenozoiczne skały osadowe. Budowa geologiczna tego obszaru została poznana głównie dzięki wierceniom badawczym wykonanym w celu rozpoznania i udokumentowania złóż rud żelazowo-tytanowych zlokalizowanych w rejonie Szurpił i Krzemianki (obszar suwalskiego masywu anortozytowego) oraz badaniom geofizycznym (magnetometria i grawimetria).

Skały fundamentu krystalicznego przykryte są pokrywą osadową o zróżnicowanych litologii i genezie (lądowej albo morskiej). Utwory osadowe tworzyły się na kilku etapach sedymentacyjnych: dolnopaleozoicznym (osady kambru, ordowiku i syluru); triasu dolnego; jury środkowej i górnej; kredowo-paleogęńskim (osady od albu do paleocenu dolnego i środkowego oraz oligocenu), a także czwartorzędowym. Etapy sedymentacyjne rozdzielone były bardzo długimi okresami erozji.

1. Proterozoik

Na terenie arkusza Jeleniewo strop powierzchni proterozoicznych skał krystalicznych, występuje na wysokości 573,0 m p.p.m. (otw. 55 – Bilwinowo IG-1), obniża się łagodnie w rejonie Krzemianki do około 632–650 m p.p.m., a w rejonie jeziora Szurpiły do około 666–677 m p.p.m. W kierunku północnym powierzchnia ta opada poniżej 900 m p.p.m. (otw. 15 – Jezioro Okrągłe IG-1 – 930,1 m p.p.m., otw. 13 – Łopuchowo IG-1 – 998,6 m p.p.m.). Na zachód strop utworów proterozoicznych wznosi się do około 690 m p.p.m. (otw. Łanowicze PIG-1, obszar ark. Filipów, około 5 km poza zachodnią granicą obszaru arkusza Jeleniewo – 695,0 m p.p.m.).

Opis budowy podłoża krystalicznego tego rejonu zawarty jest m.in. w pracy Ryki (1993).

Główny trzon krystaliniku zbudowany jest z różnego typu gnejsów, migmatytów, granodiorytów i diorytów (otw. 30 – Pawłówka PIG-1), a na przeważającej części obszaru – ze skał intruzji magmy zasadowej w postaci norytów i anortozytów z żyłami i soczewkami rud tytanomagnetytu. Złoża rud występują w Krzemiance i Udrynie. Noryty i anortozyty zostały także udokumentowane w otworach: 15 – Jezioro Okrągłe IG-2 i 13 – Łopuchowo IG-1.

Intruzja magmowa w postaci lakkolitu zbudowanego z anortozytów (podrzednie norytów i gabronorytów), tworzy jednostkę geologiczną zwaną suwalskim masywem anortozytowym (SMA). Zajmuje ona obszar o powierzchni około 250 km² (Krzemianka–Szurpiły–Udryn). Mineralizacja kruszcowa rozwinęła się w postaci ciał rudnych wykształconych jako liczne żyły i soczewki oraz dajki. Rudy występują głównie w południowo-zachodniej części masywu, gdzie udokumentowano pole

złożowe Krzemianka. Są to złoża tlenków żelaza i tytanu: magnetyt, ilmenit, tytanomagnetyt, a akcesorycznie występują minerały siarczkowe niklu i kobaltu. Większość zbadanych ciał rudnych zapada pod kątem 45° w kierunku południowo-wschodnim (Wiszniewska, 1993, 2002; Wiszniewska, Petecki, 2014). Badania wieku wykazały, że złoża rud żelaza i tytanu są tego samego wieku, co intruzja zasadowa, tj. ponad 1550 Ma BP (Speczik i in., 1988).

2. K a m b r

a. K a m b r d o l n y

Osady kambru dolnego o miąższości około 121 m rozpoczęły sedymentację dolnopaleozoiczną i leżą bezpośrednio na podłożu krystalicznym. Są to p i a s k o w c e drobnoziarniste z wkładkami ł u p k ó w i l a s t y c h oraz z przemazami hematytowymi. W rejonie Jeziora Okrągłego (otw. 15) ich spąg leży na głębokości 1087,6 m i jest obniżony o prawie 300 m w stosunku do stropu krystaliniku w okolicy Krzemianki. Tak więc obszar sedymentacji dolnopaleozoicznej sięga na północ od linii dyslokacji rozłamowej oddzielającej obniżenie perybałtyckie od wyniesienia mazursko-suwalskiego. Według J. Wiszniewskiej (wiadomość ustna) w rdzeniach kilku otworów w rejonie Krzemianka–Udryn (oraz w rdzeniach otworów wykonanych poza granicą obszaru arkusza), rozpoznano ostatnio kilkudziesięciometrowe płyty osadów spoczywające na podłożu krystalicznym i przykryte przez osady triasowe. Autorka przypisuje tym osadom wiek dolnokambryjski.

3. O r d o w i k

Ordowik dolny reprezentują i ł o w c e i p i a s k o w c e. Utwory ordowiku środkowego i górnego wykształcone są jako w a p i e n i e detrytyczne, dolomityczne oraz wapienie zoogeniczne glaukonitowe i szamozytowe. Osady te zostały rozpoznane m.in. w otworze 15 (Jezioro Okrągłe IG-1) na głębokości 859,0 m, gdzie osiągają miąższość 108,0 m.

4. S y l u r

Sylur reprezentowany jest przez i ł o w c e, ł u p k i, w a p i e n i e i m a r g l e, których strop stwierdzono na głębokości 786,0 m, a miąższość tych utworów wynosi 73,0 m (m.in. otw. 15 – Jezioro Okrągłe IG-1).

5. T r i a s

a. T r i a s d o l n y

Na całym obszarze arkusza osady triasu dolnego spoczywają na względnie wyrównanej powierzchni erozyjnej, na wysokości około 573,0–685,2 m p.p.m., na powierzchni zbudowanej z prote-

rozoicznych skał krystalicznych, a w części obszaru na wschód od jeziora Hańcza i na północ od Jeziora Okrągłego – na osadach paleozoicznych. Ich miąższości zmieniają się od 179,0 m do 387,0 m. Są to osady lądowe bądź brakiczne. Wykształcone są w postaci pstrych łupków ilastych, piaskowców pstrych z wkładkami wapieni oolitowych, iłowców, mułowców, łupków margli oraz piaskowców arkozowych.

6. Jura

Na obszarze arkusza Jeleniewo występuje kompleks osadów jury środkowej i górnej o łącznej miąższości od 5,0 do 251,0 m. Udokumentowano go w otworach: nad Jeziorem Okrągłym, w Sidorówce (nieprzewiercony), Łopuchowie oraz w Szurpiłach i Krzemiance (otw.: 13, 15, 26, 30, 32, 33, 35–45, 53 i 55).

Utwory jury reprezentują skały detrytyczne w postaci piaskowców z detrytusem roślinnym i łupki ilaste. Górną część profilu utworów jury stanowią skały węglanowe – wapienie rafowe i margliste z krzemieniami oraz wapienie płytowe.

7. Kreda

Utwory kredy występują na całym obszarze arkusza Jeleniewo. Ich łączna maksymalna miąższość dochodzi do około 260 m. Osady kredy leżą na dość wyrównanej powierzchni, na poziomie około 202,0–337,2 m p.p.m.

a. Kreda dolna

Alb

Alb górny

Kredę dolną reprezentują piaski i piaskowce glaukonitowe zaliczane do albu górnego. Miąższość utworów albu górnego na obszarze arkusza Jeleniewo wynosi około 20 m, lokalnie dochodzi do 50 m.

b. Kreda górna

Utwory kredy górnej stanowią bezpośrednie podłoże osadów czwartorzędowych na znacznej części obszaru arkusza Jeleniewo. Zasięg ich występowania na powierzchni podczwartorzędowej jest uwarunkowany tektoniką blokową.

Pod względem stratygraficznym osady kredy górnej w partiach spągowych reprezentują cenoman i turon. Brak jest osadów koniak i santonu. Większość kredowego kompleksu osadowego należy do kampanu górnego i mastrychtu, a na kontakcie z osadami czwartorzędowymi występują głównie

skały mastrychtu, których miąższość przekracza 200 m. Osady górnokredowe są zróżnicowane litologicznie. Występuje tu kreda piaszcząca kampanu, a wyżej skały należące do mastrychtu – margle i margle piaszczyste z krzemieniami, rzadziej wapienie.

8. Paleogen

a. Paleocen

Osady paleocenu powstały w tym samym cyklu sedymentacyjnym, co osady kredy górnej, ale w płytszym morzu epikontynentalnym. Występują tu mułowce oraz opoki i gezy z glaukonitem paleocenu dolnego (danu–montu). Lokalnie paleocen środkowy reprezentują piaskowce z glaukonitem. Miąższość utworów paleocenu, poznana m.in. w otworach z rejonu Krzemianki, wynosi od 28,8 do 145,0 m. Osady paleoceńskie w obrębie znacznej części obszaru arkusza stanowią podłoże osadów czwartorzędowych.

Należy dodać, że w profilach otworów studziennych i złożowych z obszaru arkusza Jeleniewo przynależność stratygraficzną utworów podłoża podplejstoczeńskiego określono bez badań mikropaleontologicznych. Przyjęto więc, że na małej powierzchni, jaką stanowi obszar jednego arkusza, mastrycht reprezentują skały zdecydowanie bardziej węglanowe (głównie margle), natomiast do paleocenu dolnego należą skały bardziej terygeniczne i krzemionkowe (gezy, opoki i mułowce).

b. Oligocen

Utwory oligocenu zostały opisane w profilach otworów: 30 (Pawłówka) i 55 (Bilwinowo). Osady te spoczywają na utworach kredowych (otw. 30) albo paleoceńskich (otw. 55) na poziomie około 17–34 m p.p.m. Są to piaski i mułki z glaukonitem. Ich miąższość wynosi 15,4 m w Bilwinowie i 31,0 m w Pawłówce. Ich występowanie udokumentowano na obszarze sąsiedniego arkusza Filipów (Heliasz, Ostaficzuk, 2016a, b). Utwory oligocenu stanowią podłoże osadów czwartorzędowych w części zachodniej i południowo-wschodniej obszaru.

9. Czwartorzęd

Cały obszar arkusza Jeleniewo pokryty jest miąższą warstwą osadów czwartorzędowych. Ich miąższości wahają się od około 140–160 m w północno-wschodniej części obszaru i około 220–240 m w części południowo-zachodniej i południowo-wschodniej (tabl. III) do 280 m w części środkowej (przekrój geologiczny A–B, tabl. III). Osady czwartorzędowe osiągają maksymalne miąższości w otworze 43 – 287,0 m, a ich spąg leży na wysokości 43,1 m p.p.m. oraz w otworze 31 – 281,0 m, a ich spąg leży na wysokości 31,0 m p.p.m. (tabl. III). Powierzchnia, na której spoczywają omawiane osady, ma charakter przede wszystkim egzaracyjny i miejscami erozyjny w części środkowej, gdzie wyinterpretowano system uskoków tnących podłoże osadów czwartorzędowych (tabl. IV).

a. Plejstocen

Wśród utworów plejstoceńskich wyróżniono osady siedmiu zlodowaceń i prawdopodobnie dwóch interglacjałów. Gliny zwałowe przewiercone w otworach kartograficznych Hańcza (otw. 4) i Szurpiły (otw. 31) nie były badane petrograficznie, więc w celu ustalenia stratygrafii osadów plejstoceńskich z obszaru omawianego arkusza wykorzystano przede wszystkim informacje z opracowań dotyczących obszarów sąsiednich: Krasnopol (Ber, 1998, 2000b) i Suwałki (Ber, 1990a, b).

Zlodowacenia najstarsze

Zlodowacenie Narwi

Kompleks osadów zlodowacenia Narwi na obszarze arkusza Jeleniewo jest prawie ciągły. Osadów tych nie ma (albo występują szczątkowo) przede wszystkim w rejonie Szurpił – tam, gdzie osady plejstoceńskie leżą na silnie zuskokowanych utworach paleoceńskich. Może to sugerować aktywność glacitektoniczną tych uskoków pod wpływem nacisku mas lodowych najstarszego lądolodu (wciskanie utworów podłoża), a po ich stopieniu pionowe, pozytywne ruchy izostatyczne i późniejsze niszczenie osadów lądolodu zlodowacenia Narwi (Ber, 2000a).

Na obszarze arkusza osady zlodowacenia Narwi reprezentowane są przez gliny zwałowe i osady zastoiskowe.

Gliny zwałowe są szare lub brązowoszare, miejscami z dużą ilością materiału grubookruchowego, a miejscami silnie piaszczyste. Mają przeważnie kilkumetrową miąższość i leżą płasko na mało urozmaiconej hipsometrycznie powierzchni górnokredowej lub paleogeńskiej. W otworze kartograficznym 31 (Szurpiły) ich miąższość jest zredukowana do 1,5 m, w otworze 24 – do 2,0 m, natomiast w otworze 28 maksymalnie wynosi 22,1 m (przekrój geologiczny A–B, tabl. III), gdzie w części spągowej zawierają domieszkę okruchów margli górnokredowych. Spąg tych glin leży na wysokości około 40–30 m p.p.m. W Wodziłkach, w otworze 20 zlokalizowanym w południowo-zachodniej części zagłębienia Szeszupy, spąg najstarszych glin najniżej znajduje się na wysokości 78,0 m p.p.m. Miąższość kompleksu glin zwałowych w tym otworze wynosi aż 113,0 m, należy więc sądzić, że występują tu trzy poziomy glin: zlodowacenia Narwi, zlodowacenia Nidy i zlodowacenia Sanu 2.

Piaski, mułki i ły zastoiskowe to piaski drobnoziarniste i pyłowate, miejscami z przewarstwieniami mułków, podrzędnie podścielone łąkami warwowymi. Miąższość tych osadów waha się od 12,0 m w otworze 49 (przekrój geologiczny A–B) do 26,0 m w otworze 52 (tabl. III). Osady te nie były badane palinologicznie. Ich położenie jest podobne, jak w profilach z osadami interglacjału augustowskiego (np. w Szczebrze koło Augustowa; Ber, 1996), ale wykształcenie tych osadów (np. ły warwowe w otw. 49 – brak szczątków roślinnych) wskazuje na ich zastoiskową genezę.

Zlodowacenia południowopolskie

Na omawianym obszarze występują dwa poziomy glin zwałowych zlodowaceń południowopolskich. Gliny te rozdzielone są osadami zastoiskowymi i wodnolodowcowymi oraz lokalnie jeziornymi. Gliny zaliczono do zlodowacenia Nidy i zlodowacenia Sanu 2, a osady jeziorne do interglacjału małopolskiego.

Łączna, potwierdzona w otworach, miąższość utworów zlodowaceń południowopolskich wynosi maksymalnie 100,0 m (otw. 38) i ponad 86,0 m (otw. 4 – Hańcza), a minimalnie 37,6 m (otw. 55) (przekrój geologiczny A–B, [tabl. III](#)). Spąg utworów kompleksu zlodowaceń południowopolskich występuje na wysokości od około 30 m p.p.m. do około 0 m n.p.m. W centralnej części obszaru (w rejonie Szurpił i Udryna) osady tego kompleksu leżą bezpośrednio na utworach podłoża czwartorzędowego.

Zlodowacenie Nidy

Osady zlodowacenia Nidy mają miąższość od 9,0 m (otw. 55) do 46,0 m (otw. 24) i miejscami ponad 60 m w rejonie Szurpił (przekrój geologiczny A–B, [tabl. III](#)). Na obszarze arkusza Jeleniewo osady zlodowacenia Nidy reprezentują gliny zwałowe oraz osady wodnolodowcowe i zastoiskowe.

Gliny zwałowe leżą prawie poziomo. Są szare i zawierają dużą ilość materiału grubo-okruchowego. W otworze 49 mają miąższość 7,0 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe charakteryzują się zmienną miąższością. W otworze 52 wynosi ona 7,0 m, natomiast w rejonie jeziora Szurpiły osady te osiągają miąższość około 50–80 m ([tabl. III](#)). W otworze 45 piaski średnioziarniste mają miąższość 35,0 m i zawierają fragmenty opok paleocenijskich.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe występują na obszarze arkusza Jeleniewo powszechnie. Są to najczęściej mułki i iły, miejscami warwowe, rzadziej piaski pyłowate albo piaski ilaste. Miąższość osadów zastoiskowych wynosi od 9,0 do 55,0 m, a w rejonie Szurpił – ponad 60 m.

Interglacjał małopolski

Mułki z detrytusem roślinnym jeziorne prawdopodobnie interglacjału małopolskiego zostały przewiercone tylko w jednym otworze kartograficznym – Hańcza (otw. 4; przekrój geologiczny A–B). Są to ciemnoszare, niewarstwowane mułki ilaste z obfitym detrytusem roślinnym, o miąższości 6,0 m. Analiza palinologiczna czterech próbek tych osadów wykazała słabą frekwencję sporomorf. Można ogólnie stwierdzić, że pyłek charakteryzuje zbiorowisko roślin chłodnego, borealnego lasu iglastego – sosnowo-świerkowo-jodłowego (Borówko-Dłużakowa, 1966). Mułki te są lokalną jeziorną kontynuacją sedymentacji zastoiskowej.

Zlodowacenie Sanu 2

Kompleks osadów zlodowacenia Sanu 2 tworzy na obszarze arkusza Jeleniewo prawie ciągłą pokrywę. Kompleks ten został przewiercony w licznych otworach wiertniczych, w tym w otworach kartograficznych: Hańcza (otw. 4) i Szurpiły (otw. 31) (przekrój geologiczny A–B, [tabl. I, III](#)). Spąg utworów zlodowacenia Sanu 2 najniżej znajduje się w otworze Szurpiły (otw. 31), na wysokości 19,0 m p.p.m., najwyżej – w otworze 28 na wysokości 23,7 m n.p.m. Miąższość osadów tego zlodowacenia wynosi od 19,3 m w otworze 52 do 58,0 m w otworze 18. Do tego zlodowacenia zaliczono: starsze i młodsze osady wodnolodowcowe, gliny zwałowe i osady zastoiskowe.

Starsze osady wodnolodowcowe – żwiry i piaski – przewiercono m.in. w Udrynie, w otworze 45 (przekrój geologiczny A–B) oraz w otworze 55. Są to głównie żwiry o miąższości odpowiednio 25,0 i 10,0 m.

Gliny zwałowe są szare i brązowoszare, piaszczyste, z dużą ilością materiału grubookruchowego. W części stropowej, w otworach 4 (Hańcza) i 49, mają przewarstwienia osadów zastoiskowych (przekrój geologiczny A–B). W otworze 33 ich miąższość wynosi 5,0 m, a w otworze kartograficznym Hańcza (otw. 4), łącznie z przewarstwieniem osadów zastoiskowych, 65,0 m (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe młodsze występują tylko w południowej części obszaru arkusza. Ich miąższości wynoszą od 13,0 m w otworze 51 do około 30 m w rejonie jeziora Szurpiły ([tabl. III](#)).

Piaski, mułki i ły zastoiskowe występują dość powszechnie w obrębie obszaru arkusza Jeleniewo, ale ich miąższości nie są duże. W otworze 28 piaski drobnoziarniste mają miąższość 3,9 m (przekrój geologiczny A–B, [tabl. III](#)), a w otworze 52 miąższość mułków wynosi 12,1 m ([tabl. III](#)). W kartograficznym otworze Hańcza (otw. 4) ły warwowe są przewarstwione glinami zwałowymi; łączna miąższość tych osadów wynosi 11,0 m. Podobna sytuacja występuje w otworze 49, gdzie łączna miąższość mułków i piasków zastoiskowych oraz przewarstwiających je glin zwałowych wynosi 21,0 m (przekrój geologiczny A–B). W kartograficznym otworze Szurpiły (otw. 31) miąższość osadów zastoiskowych wynosi 11,0 m ([tabl. III](#)). Od spągu są to: beżowoszare piaski pyłowate, wyżej mułki ilaste przykryte cienkimi glinami zwałowymi (o miąższości 0,3 m), a w części stropowej ły warwowe z czekoladowobrązowymi warstwami ilastymi i szaroniebieskimi warstwami mułkowymi.

Interglacjał wielki

Zlodowacenie Liwca

Osady zlodowacenia Liwca tworzą w obrębie obszaru arkusza prawie ciągłą pokrywę. Ich spąg leży na wysokości około 20–60 m n.p.m., a miąższości wynoszą od 11,6 m w otworze 55 do około 70 m w rejonie Udryna (przekrój geologiczny A–B, [tabl. III](#)). Zlodowacenie to reprezentowane jest przez dwa poziomy osadów wodnolodowcowych i gliny zwałowe.

Żwirry i piaski wodnolodowcowe starsze występują lokalnie. Ich miąższości w otworach wiertniczych wynoszą od 4,0 m (otw. 4 – Hańcza i otw. 55) do około 50 m (otw. 13; przekrój geologiczny A–B).

Gliny zwałowe tworzą w obrębie obszaru arkusza dość ciągły poziom. Są szare i brązowoszare, zwięzłe i zawierają niewielką ilość materiału grubookruchowego. Miąższości tych glin wahają się w granicach od 4,0 m w otworze 33 do ponad 30 m w rejonie zagłębienia Szeszupy, miejscami ponad 40 m (rejon jeziora Szelment Wielki; przekrój geologiczny A–B, tabl. III).

Piaski i żwirry wodnolodowcowe młodsze występują przede wszystkim w południowo-zachodniej części omawianego obszaru. Miąższość tych osadów wynosi od 16,0 m (otw. 27) i 18,2 m (otw. 28) do 50,0 m (otw. 32) i 60,0 m (otw. 33) (tabl. III).

Zlodowacenia środkowopolskie

Na obszarze arkusza Jeleniewo występują trzy poziomy glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich. Gliny te rozdzielone są osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi. Gliny zaliczono do zlodowacenia Odry oraz stadiałów dolnego i środkowego zlodowacenia Warty.

Łączna, potwierdzona w otworach, minimalna miąższość osadów zlodowaceń środkowopolskich wynosi nieco ponad 40 m w rejonie obszaru doliny Szeszupy, w otworach wiertniczych 60,0 m (otw. 32) i 69,0 m (otw. 51); maksymalna między jeziorem Hańcza a zagłębieniem Szeszupy – 125,0 m (otw. 10) i 129,0 m (otw. 14) do 180,0 m w rejonie Szurpił (otw. 35) (przekrój geologiczny A–B, tabl. III). Spąg utworów kompleksu zlodowaceń środkowopolskich leży na wysokości od około 30–60 m n.p.m. w rejonie zagłębienia Szeszupy do około 80–100 m n.p.m. na pozostałym obszarze.

Zlodowacenie Odry

Osady zlodowacenia Odry tworzą w znacznej części obszaru arkusza Jeleniewo ciągły kompleks. Zostały przewiercone albo nawiercone w licznych otworach. Ich miąższości wynoszą od ponad 10 m do 100 m w rejonie Szurpił.

Do utworów zlodowacenia Odry zaliczono osady zastoiskowe, wodnolodowcowe i gliny zwałowe.

Piaski, mułki i ropy zastoiskowe nie tworzą ciągłego poziomu, a ich miąższości są zmienne. W otworze 24 miąższość ropy pyłowatych wynosi 11,0 m, a w otworze 25 przekracza 46 m (nieprzewiercone). Oba otwory są zlokalizowane na obszarze zagłębienia Szeszupy. W spagu utworów zastoiskowych występują mułki przykryte piaskami drobnoziarnistymi i pyłowatymi. Stropową część profilu stanowią piaski różnoziarniste akumulowane prawdopodobnie w tym samym zbiorniku przez wody roztopowe płynące od czoła nasuwającego się lądolodu zlodowacenia Odry. Spąg omawianych osadów leży na wysokości poniżej 30 m n.p.m., natomiast w Sidorówce (otw. 28), po wschod-

niej stronie zagłębienia Szeszupy (mułki i przykrywające je piaski pyłowate), występuje on znacznie wyżej, na wysokości 101,2 m n.p.m. W otworze 28 osady zastoiskowe mają miąższość 15,9 m (przekrój geologiczny A–B, tabl. III). Tak różne położenie i miąższości omawianych osadów można tłumaczyć tym, że obniżenie w miejscu zagłębienia Szeszupy powstało w zlodowaceniu Liwca, a jego formowanie miało związek z aktywnością glacictektoniczną uskoku tnących podłoże osadów plejstocenijskich.

Gliny zwałowe zlodowacenia Odry są szare, piaszczyste i występują powszechnie w obrębie obszaru arkusza Jeleniewo, chociaż nie tworzą ciągłego poziomu. W wielu otworach zostały przewiercone i mają zróżnicowane miąższości: od 5,0 m w otworze 33 do 37,0 m w otworze 49, gdzie w części stropowej występuje poziom bruku o miąższości 3,0 m (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują powszechnie w obrębie obszaru arkusza Jeleniewo. Wypełniają przeważnie głębokie doliny wód roztopowych. Najgłębszą z nich przewiercono w otworze 35 w Szurpiłach, gdzie miąższość osadów wodnolodowcowych wynosi 100,0 m.

Zlodowacenie Warty

Kompleks osadów zlodowacenia Warty tworzy na obszarze arkusza Jeleniewo ciągłą pokrywę. Został przewiercony albo nawiercony we wszystkich otworach (przekrój geologiczny A–B, tabl. III). W kilkunastu otworach hydrogeologicznych spąg osadów zlodowacenia Warty nie został osiągnięty. Leży on na zmiennych wysokościach: w zachodniej części obszaru około 140–160 m n.p.m., w zagłębieniu Szeszupy około 100–120 m n.p.m., a na pozostałym obszarze około 100–150 m n.p.m.

Maksymalna miąższość osadów zlodowacenia Warty osiąga około 120 m, ale przeważnie jest mniejsza i waha się w granicach 20–60 m. W otworach wynosi od ponad 118 m (otw. 7; nieprzewiercone) do 25,0 m (otw. 25) (przekrój geologiczny A–B). Do utworów tego zlodowacenia zaliczono gliny zwałowe, osady wodnolodowcowe i zastoiskowe. Utwory te odpowiadają dwóm stadiom.

Stadium dolny

Stadium dolny zlodowacenia Warty reprezentowany jest przez dwa poziomy osadów wodnolodowcowych, gliny zwałowe i osady zastoiskowe.

Żwiry i piaski wodnolodowcowe starsze występują lokalnie i zostały przewiercone tylko w kilku otworach wiertniczych. Stwierdzone miąższości tych osadów wynoszą od 11,7 m w otworze 28 i 12,0 m w otworze 27 do 20,0 m w otworze kartograficznym Szurpiły (otw. 31) (tabl. III).

Gliny zwałowe stadium dolnego występują powszechnie, chociaż nie tworzą ciągłego poziomu. Są szare, piaszczyste i zawierają dużo materiału grubookruchowego. Miąższość tych glin w otworach wiertniczych wynosi od 1,3 m (otw. 28) do 49,7 m (otw. 53). W dwóch otworach gliny te są przewarstwione osadami zastoiskowymi. W otworze 8 są to mułki piaszczyste o miąższości 6,0 m, a w otworze 31 – mułki warwowe o miąższości 5,5 m.

Piaski, mułki i iły zastoiskowe występują lokalnie, a ich stwierdzone miąższości są bardzo zróżnicowane. W otworze 49 miąższość piasków drobnoziarnistych i pyłowatych oraz mułków piaszczystych wynosi 7,0 m, w otworze 14 występują piaski pyłowate o miąższości 10,0 m, a w otworze 7 miąższość nieprzewierconych iłów pyłowatych, mułków oraz piasków drobnoziarnistych i pyłowatych przekracza 66 m (przekrój geologiczny A–B).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe młodsze występują powszechnie (przekrój geologiczny A–B, tabl. III). Ich miąższości również są bardzo zróżnicowane: od 2,0 m w otworze 10 do około 90 m w otworze 55 (przekrój geologiczny A–B). Mogą one być zaburzone glacitektonicznie w skrajnych strefach zagłębienia Szeszupy (tabl. III).

Stadiał środkowy

Spąg osadów stadiału środkowego zlodowacenia Warty występuje w obrębie omawianego obszaru na wysokościach średnio 140–160 m n.p.m., ale w rejonie na północny zachód od jeziora Hańcza osiąga wysokość około 220 m n.p.m., a w Szurpiłach – około 190 m n.p.m. (przekrój geologiczny A–B). Stadiał środkowy reprezentowany jest przez gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe.

Gliny zwałowe stadiału środkowego nie tworzą ciągłego poziomu, ale występują powszechnie (otw. 4, 10, 13, 14, 29, 46, 48 i 57 – przekrój geologiczny A–B oraz 3, 6, 16–18, 26, 27, 31, 33, 34, 50, 51 i 56 – tabl. III). Miąższość glin dochodzi do około 30 m; maksymalnie osiąga 45,0 m (otw. 31). Gliny są przeważnie piaszczyste, brązowoszare i szare. W skrajnych strefach zagłębienia Szeszupy mogą być zaburzone glacitektonicznie (tabl. III).

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują dość powszechnie w obrębie obszaru arkusza. Ich stwierdzone miąższości dochodzą do 52,0 m (otw. 7) i 51,0 m (otw. 9), gdzie w strefie krawędzi jeziora Hańcza prawdopodobnie są zaburzone glacitektonicznie (przekrój geologiczny A–B). Najwyżej hipsometrycznie osady te leżą w otworze 38 – ich strop występuje na wysokości około 210 i 240 m n.p.m. w rejonie północno-zachodnim (przekrój geologiczny A–B).

Interglacjał eemski

Torfy oraz iły, mułki i piaski jeziorne. Osady facji jeziornych, które na podstawie analiz paleobotanicznych (palinologicznych) przypisano do interglacjału eemskiego, udokumentowano w Błaskowiźnie i Smolnikach (Ber, 1973b). W Błaskowiźnie, w profilu studni kopanej położonej w odległości około 1 km na wschód od wsi, stwierdzono obecność torfów o miąższości 1 m. Na podstawie wyników badań palinologicznych (Borówko-Dłużakowa, 1966) sedimentację torfów powiązano ze schyłkiem optimum klimatycznego interglacjału eemskiego. Według Bera (1973b) spąg torfów znajduje się na wysokości około 238 m n.p.m. Osady te znajdują się pod przykryciem niewarstwowanych mułków o miąższości 1,5 m oraz glin zwałowych o miąższości 2,5 m. W spągu torfów

występują piaski drobnoziarniste (Ber, 1973b). Inną wysokość (251,6–252,0 m n.p.m.) spągu torfów podała Kociszewska-Musiał (Kociszewska-Musiał, Leciejewicz, 1982). Autorka ta twierdzi, że występują one wśród osadów zboczowych powstałych w wyniku soliflukcji zachodzącej podczas ostatniego zlodowacenia. Stanowisko to znajduje się w obrębie wzgórza z kulminacją 266,3 m n.p.m. Najbardziej prawdopodobna wysokość spągu torfów wynosi więc około 252 m n.p.m. Ponieważ osady interglacjału eemskiego leżą w obrębie moreny czołowej spiętrzonej, zatem najprawdopodobniej nie występują tam w pozycji *in situ*.

Drugie stanowisko osadów tego wieku znajduje się na zachód od Smolnik w okolicach jeziora Jaczno (Ber, 1973b). Torfy i mułki o łącznej miąższości 0,5 m znajdują się pod przykryciem osadów mineralnych: piasków i żwirów oraz glin zwałowych o łącznej miąższości 7,75 m. Spąg serii jeziornej znajduje się na wysokości około 250 m n.p.m. Na podstawie wyników badań palinologicznych osady organiczne można wiązać z pierwszą połową optimum klimatycznego interglacjału eemskiego. W tym czasie istniały tu zbiorowiska z lipą, olchą i grabem, a w poszyciu z leszczyną, kaliną i czarnym bzem (Borówko-Dłużakowa, 1971). Niestety, nie udało się precyzyjnie zlokalizować tego stanowiska.

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Kompleks osadów zlodowacenia Wisły tworzy na obszarze arkusza Jeleniewo ciągłą pokrywę. Kompleks ten został przewiercony we wszystkich otworach wiertniczych. Spąg utworów zlodowacenia Wisły najniżej leży w północno-wschodniej części obszaru arkusza – około 110 m n.p.m. i w zagłębieniu Szeszupy – około 140–160 m n.p.m. Na zachodnim skraju obszaru ich spąg leży najwyżej – na wysokości około 240 m n.p.m. (przekrój geologiczny A–B). Największa miąższość osadów najmłodszego zlodowacenia wynosi około 85 m (zagłębienie Szeszupy) (przekrój geologiczny A–B). Do utworów tego zlodowacenia zaliczono gliny zwałowe, osady wodnolodowcowe, zastoiskowe i wytopiskowe oraz osady form polodowcowych występujących na powierzchni terenu. Osady zlodowacenia Wisły zaliczono do dwóch stadiałów: środkowego i górnego.

Stadiał środkowy

Stadiał środkowy zlodowacenia Wisły reprezentowany jest przez osady zastoiskowe, gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe.

Piaski, mułki i ropy zastoiskowe występują sporadycznie w formie izolowanych płatów. Ich miąższości wynoszą od 6,0 m (otw. 14) i 10,0 m (otw. 35) do 20,0 m (otw. 32) i 28,0 m (otw. 7) (przekrój geologiczny A–B, tabl. III).

Gliny zwałowe stadiału środkowego nie tworzą ciągłego poziomu, ale występują powszechnie na obszarze arkusza. W otworze kartograficznym 31 (Szurpiły) ich miąższość wynosi

około 20 m. W otworze 32 (tabl. III) miąższość tych glin jest największa i wynosi około 40 m. Zawierają dość dużą ilość materiału grubookruchowego. W stropowej części są szarobrazowe, a w spągowej – ciemnoszare. Na zachód od jeziora Hańcza ich spąg leży najwyżej – na wysokości około 240 m n.p.m. W otworze 57 poziom glacialny tego wieku reprezentują żwiry i głązy o miąższości 14,0 m (przekrój geologiczny A–B). Gliny zwałowe stadiału środkowego występują w krawędziach zagłębienia Szeszupy (przekrój geologiczny A–B), a także tworzą strome podwodne zbocza jeziora Hańcza (tzw. ścianki), w których zaobserwowano zaburzenia glacitektoniczne (Pochocka-Szwarc i in., 2012). Gliny te odsłaniają się lokalnie w północnej krawędzi tego zagłębienia koło miejscowości Smolniki.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe występują miejscami i wypełniają kopalne doliny wód roztopowych. Ich miąższość waha się od około 10 m (otw. 57, przekrój geologiczny A–B) do około 30 m.

Stadiał górny

Stadiał górny zlodowacenia Wisły reprezentowany jest przez osady zastoiskowe, trzy poziomy osadów wodnolodowcowych, gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe i osady wytopiskowe (miejscami zastoiskowe) oraz osady form polodowcowych występujących na powierzchni terenu. Łączne maksymalne miąższości osadów stadiału górnego przekraczają 60 m (zagłębienie Szeszupy, strefa występowania osadów moren wyciśnięcia).

Mułki i ily zastoiskowe zostały przewiercone w Rutce-Tartaku (otw. 1), w rejonie doliny Szeszupy (tabl. III). Mułki piaszczyste, miejscami ilaste, podścielone są tu piaskami drobnoziarnistymi i pyłowatymi z przewarstwieniami mułków, o łącznej miąższości 28,0 m. Ich spąg leży na wysokości 114,4 m n.p.m. W otworze kartograficznym Szurpiły (otw. 31; tabl. I) brązowe mułki piaszczyste i brązowszare ily pyłowate rozdzielają gliny zwałowe stadiałów środkowego i górnego najmłodszego zlodowacenia, mają miąższość 8,5 m, a ich spąg leży na wysokości 226,5 m n.p.m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) występują dość powszechnie na obszarze arkusza. Ich miąższości w zagłębieniu Szeszupy miejscami przekraczają 20 m. Ich spąg znajduje się na różnych wysokościach: od około 140 m n.p.m. w rejonie Rutki-Tartaku i około 160 m n.p.m. w otworze 25 (zagłębienie Szeszupy) do około 200 m n.p.m. w otworze 28 (Sidorówka) i około 210 m n.p.m. w Szurpiłach (przekrój geologiczny A–B, tabl. III). Osady wodnolodowcowe dolne odsłaniają się na powierzchni terenu m.in. w zachodnich krawędziach zagłębienia Szeszupy koło Łopuchowa, w północnej krawędzi zagłębienia koło Smolnik oraz na północ i zachód od jeziora Pobondzie. Koło Smolnik osady te są zaburzone glacitektonicznie. We wschodnich krawędziach zagłębienia Szeszupy koło Sidorówki przykryte są cienką warstwą osadów deluwalnych (przekrój geologiczny A–B).

Gliny zwałowe są głównym poziomem tworzącym wysoczyznę polodowcową w obrębie obszaru arkusza Jeleniewo. Gliny te są wapniste i piaszczyste, mają barwę jasnobrazową, w części spągowej często przechodzącą w płową i szarą. Występują w otworach kartograficznych: 4 – Hańcza

(miąższość około 30 m) i 31 – Szurpiły (13,5 m, łącznie z przewarstwieniem ilów o miąższości 2,0 m; tabl. I). W większości otworów wiertniczych mają miąższość średnio 10–20 m. Odślaniają się w podwodnych zboczach jeziora Hańcza. W części południowej obszaru występują pod utworami sandrów Czarnej Hańczy i rynny jeleniewskiej.

Piaski i piaski ze żwirami oraz pyły lodowcowe występują na powierzchni terenu w postaci nieregularnych płatów, często w sąsiedztwie moren czołowych. Są to piaski różnoziarniste, często z domieszką żwirów, źle wysortowane, o miąższości około 2 m. Są facją glin zwałowych zubożonych o najmniejsze frakcje.

Piaski i piaski ze żwirami, głazy oraz gliny zwałowe moren czołowych. Formy morenowe, zaklasyfikowane jako moreny czołowe akumulacyjne przeważnie spiętrzone, występują na południe od zagłębienia Szeszupy, gdzie stanowią kulminacje wysoczyzny Krzemianki. Są to góry: Krzemieniucha (288,2 m n.p.m.) i Krzemianucha (255,0 m n.p.m.) wraz ze wzgórzami sąsiadującymi. W istniejących niegdyś odsłonięciach ukazujących budowę geologiczną tych form zaobserwowano i opisano (Ber, 1981) serie osadów piaszczysto-mułkowych, warstwowych, silnie zaburzonych glacitektonicznie aż do ich antyklinalnego sfałdowania (pomierzone upady – do około 45° w kierunku południowo-wschodnim).

W miejscowości Żubryn (południowo-wschodnia część obszaru arkusza), w niewielkiej żwirowni, udokumentowano osady moreny czołowej (Lisicki, 1993). Charakteryzują się one zróżnicowaną litologią (piaski gruboziarniste, żwiry, gliny w spływach i głazy) i są zaburzone (upady 60–80° na zachód i południowy zachód oraz bieg 150–197°). Wyniki pomiarów biegu i upadu warstw w tym miejscu wskazują ogólnie na zachodni kierunek zaburzającej siły lądolodu (Lisicki, 1993).

Moreny czołowe akumulacyjne występują na wschód oraz na zachód od zagłębienia Szeszupy. Osie tych wzgórz przebiegają zazwyczaj wzdłuż kierunku wschód–zachód. Zbudowane są głównie z piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami żwirów, źle wysegregowanych i warstwowych skośnie. Przykryte są żwirowo-głazowym materiałem zwałowym lub glinami zwałowymi w spływach (o miąższości do 4 m). Często występują tu kulminacje głazowo-żwirowe. Przykładem może być morena czołowa w okolicy Bachanowa, z której podczas II wojny światowej pozyskiwano materiał żwirowo-głazowy. Podobną piaszczysto-żwirowo-głazową moreną jest forma na wschód od Błaskowizny. W jej obrębie znaleziono torfy i mułki interglacjału eemskiego opisane wyżej.

W Wołowni (na wschód od Jeleniewa) znajduje się odsłonięcie dokumentujące morenę blokową, zbudowaną ze żwirów, piasków i głazów o średnicy nawet 1 m, powstałą w strefie bliskiego kontaktu lodowego (Lisicki, 1993). Morena zlokalizowana jest w sąsiedztwie zagłębienia terenu o przebiegu NW–SE, będącego fragmentem rynny lodowcowej wypełnionej torfami (torfowisko Gołe Bagno).

Piaski i piaski ze żwirami, głazy oraz gliny zwałowe moren wyciśnięcia. Moreny wyciśnięcia tworzą ciągi wzgórz rozmieszczonych „amfiteatralnie” w rejonie na wschód od jeziora Hańcza (tzw. amfiteatr łopuchowski) oraz na północny wschód od Smolnik. Formy te występują poza zagłębieniem Szeszupy. Zbudowane są ze żwirów, piasków, pyłów oraz gładów, miejscami przykrytych glinami lodowcowymi w spływach. Jądra tych form są zbudowane z glin zwałowych (otw. 10–12) stadiału zarówno środkowego, jak i górnego zlodowacenia Wisły. W jednym z pagórków amfiteatru łopuchowskiego, w północnej jego części nieopodal Cisówka, znajduje się niewielkie odsłonięcie ukazujące budowę geologiczną formy. Na ścianie o ekspozycji północno-zachodniej są widoczne osady piaszczysto-żwirowe tworzące nachylone warstwy, przykryte glinami w spływach o miąższości do około 1 m. Nachylenie warstw (upady około 25–30°) zostało prawdopodobnie spowodowane procesami glacitektonicznymi – naciskiem lądolodu z kierunku północno-zachodniego. Z osadów piaszczystych z głębokości 1,7 m pobrano próbkę do oznaczeń OSL. Uzyskano wynik 77,0 ka BP (próbka GdTL-1791).

Na powierzchni moren występują znaczne skupiska gładów. Na jednym z pagórków utworzono rezerwat przyrody Gładowisko Łopuchowskie. Datowanie gładów z tego gładowiska metodą izotopu ^{36}Cl (Dzierżek, Zreda, 2007; Dzierżek, 2009) dało następujące wyniki: $17,9 \pm 1,3$ ka BP (głazy znajdujące się w wale zewnętrznym, bardziej zachodnim) oraz $14,4 \pm 1,0$ ka BP (głazy z wału wewnętrznego, bliżej krawędzi zagłębienia Szeszupy).

Do moren wyciśnięcia zaliczono także wzgórza tzw. amfiteatru Wodзилек, zlokalizowane w południowej części zagłębienia Szeszupy. Wzgórza te wypełniają dwie niecki: Jegłówka i Wodзилек. Wzgórza o półkolistym kształcie zbudowane są ze słabo wysegregowanego materiału piaszczysto-żwirowego, miejscami warstwowanego skośnie i poziomo, a niekiedy bez śladów warstwowania, miejscami przykryte płatami piaszczystych ciemnobrązowych glin o miąższości 1–2 m (Ber, 1981). U ich podnóża znajduje się wiele gładów narzutowych.

Piaski, piaski ze żwirami, głazy i gliny zwałowe ozów. Osady piaszczysto-żwirowe wałów ozowych wykazują dużą różnorodność pod względem uziarnienia. Najczęściej są to piaski różnoziarniste, miejscami drobnoziarniste z wkładkami żwirów, warstwowane poziomo i przykryte miejscami płatami glin zwałowych o miąższości 1–2 m. Na zboczach i kulminacjach tych form występują pojedyncze głazy narzutowe. Do najważniejszych na omawianym obszarze ozów należą ozy turtulski i bachanowski. Oz turtulski składa się z 13 pagórków znajdujących się w dnie polodowcowej rynny subglacjalnej, wykorzystanej przez Czarną Hańczę. Zbudowany jest z piasków różnoziarnistych warstwowanych poziomo, przechodzących w żwiry z gładkami. Stoki pokryte są gładami narzutowymi i glinami zwałowymi. Całkowita miąższość osadów ozu turtulskiego wynosi 10–15 m (Ber, 1981).

Oz bachanowski jest formą reliktową, z jego rozmycia pochodzi nagromadzenie gładów narzutowych tworzących tzw. gładowisko bachanowskie (nagromadzenie około 10 000 gładów o obwodzie

od 0,5 do 0,8 m na powierzchni mniejszej od 1 ha). Głazowisko to znajduje się w odległości około 1 km na południe od jeziora Hańcza. Głazy rozmieszczone są na czterech powierzchniach morfologicznych: w korycie rzeki Czarnej Hańczy, w dnie rynny, na tarasie (10 m ponad lustrem wody w rzece) i na powierzchni sandrowej (25 m ponad lustrem wody w rzece). Głazy są pozostałością po rozmytym ozie, znajdującym się pierwotnie w dnie rynny i stanowiącym niewielką obecnie kulminację terenu (Krzywicki, 1993). Oznaczenia izotopu ^{36}Cl kosmogenicznego w głazach z głazowiska bachanowskiego dały wyniki: $14,4 \pm 1,0$ ka BP i $14,7 \pm 2,0$ ka BP (Dzierżek, Zreda, 2007; Dzierżek, 2009).

Inne ozy występujące na obszarze arkusza Jeleniewo to: oz w rejonie Jegliniszek (rynna Czarnej Hańczy na północ od jeziora Hańcza), około 1 km na zachód od Szurpił i w okolicach Okrągłego (dolina Czarnej Hańczy na odcinku południowym). W Okrągłym oz zbudowany jest z warstwowanych skośnie piasków i piasków ze żwirami o miąższości około 4 m (Ber, 1981). Niewielkie pagórki ozowe znajdują się również w rejonie Prudziszek (rynna jeleniewska).

Piaski i piaski ze żwirami oraz gliny zwałowe w spływach akumulacji szczelinowej występują dosyć powszechnie na badanym obszarze. Tworzą wzniesienia lub ich ukierunkowane ciągi, często towarzyszące rynnom lodowcowym lub znajdujące się na powierzchni wysoczyzny (zespół form podłużnych w okolicy Smolnik). Do form akumulacji szczelinowej zaliczono m.in. Górę Leszczynową (272,0 m n.p.m.) na zachodnim brzegu jeziora Hańcza i zespół pozytywnych form ukierunkowanych z północnego zachodu na południowy wschód w zachodniej i północnej części obszaru. Cały ciąg podłużnych form zbudowanych ze żwirów i piasków występuje wzdłuż wschodniego obrzeżenia zagłębienia Szeszupy, wznosząc się ponad powierzchnię osadów wodnolodowcowych. Jedną z takich kulminacji jest Góra Cisowa (256,4 m n.p.m.). Zbudowana jest z piasków różnoziarnistych ze żwirami leżących naprzemianlegle z warstwami żwirów o miąższości od 10 do 20 cm. W stropie zaznacza się struktura masywna osadów, a w części spągowej warstwowanie skośne (upady 45° na NW). Wzniesienie to, będące charakterystyczną kulminacją terenu, uważane było za kem (Pietkiewicz, 1928) lub za morenę czołową (Ber, Maksiak, 1969). Obecnie, biorąc pod uwagę jej morfologię (wydłużony, południkowy zarys, kulminację o kształcie stożka, którego szczyt może być pochodzenia antropogenicznego) i uwzględniając opisywaną wcześniej budowę geologiczną (Ber, 1981), można uznać, że Góra Cisowa jest formą akumulacji szczelinowej, należąca do zespołu form rozciągających się wzdłuż kierunku NW–SE, występujących w rejonie Gulbieniszki–Sidorówka, a jej szczytowa część została antropogenicznie zmieniona.

Piaski i mułki kemów i tarasów kemowych. Kemy występują głównie w północnej i środkowej części zagłębienia Szeszupy, tj. w rejonie Udziejka. Zbudowane są przeważnie z piasków drobnoziarnistych, pyłowatych oraz mułków. Osady te są warstwowane poziomo (kemy limnoglacialne). Pomiedzy jeziorami Przechodnim i Pobondzie występują kemy zbudowane z piasków różnoziar-

nistych, warstwowanych skośnie i poziomo, miejscami z pakietami żwirów, których nachylenie jest zgodne z nachyleniem stoku (kemy fluwioglacjalne). W niniejszym opracowaniu nie rozdzielono typów genetycznych tych form. Kemy tworzą owalne pagórki i wzgórza o wysokościach względnych około 30–40 m. W odsłonięciu w Kleszczówku na glinach zwałowych występuje seria piaszczysto-mułkowa pocięta uskokami z osiadania, w stropie pojawiają się wkładki piasków różnoziarnistych i żwirów. Miąższość tej serii wynosi od 6 do 8 m.

W okolicach Smolnik, na obszarze wysoczyznowym nieopodal Jeziora Czarnego, znajduje się kem składający się z kilku wałów piaszczystych o charakterystycznym „palczastym” układzie.

Pojedyncze kemy występują w rejonie jeziora Pobondzie w północno-wschodniej części obszaru.

Taras kemowy występuje u zachodnich brzegów jeziora Kamendul. Jest to powierzchnia położona prawie 30 m ponad poziom wody w jeziorze i zbudowana z regularnie warstwowanych piasków i żwirów. Nachylenie warstw jest zgodne z nachyleniem stoku (Ber, Maksiak, 1969). Poza obszarem zagłębienia Szeszupy tarasy kemowe stwierdzono wzdłuż wschodniego brzegu jeziora Szelment Wielki oraz w rynnie jeleniewskiej (w Prudziszkach).

Piaski i żwiry oraz gliny zwałowe w spływach moren martwego lodu. Moreny martwego lodu występują głównie w północno-wschodniej części zagłębienia Szeszupy oraz nieregularnie rozmieszczone są na powierzchni wysoczyzny polodowcowej. Zbudowane są z piasków i piasków ze żwirami, słabo wysegregowanych, często przykrytych płatami glin zwałowych w spływach o miąższości 2–3 m. Przykładem moreny martwego lodu jest Góra Zamkowa (228,1 m n.p.m.), która znajduje się pomiędzy trzema jeziorami: Szurpiły, Kluczysko i Jegłówek. Zbudowana jest ze słabo wysortowanych piasków i żwirów. W części szczytowej w stokach znajdują się płaty glin piaszczystych ze żwirami.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne wyższe) wykształcone są w postaci piasków różnoziarnistych z przewagą drobnoziarnistych, ze znaczną domieszką żwirów. W stropie występują niekiedy domieszki piasków gliniastych. Miąższość osadów wynosi od 3,5 m do 8,0 m (w rejonie Kazimierówki). Tworzą powierzchnie sandru dolinnego, czyli szlaku sandrowego w obniżeniu rynny jeleniewskiej oraz szlaku sandrowego Czarnej Hańczy. W otworze 51 mają miąższość 10,0 m (tabl. III). Piaski i żwiry reprezentują środowiska depozycji koryt sandru proksymalnego, gdzie dominował przepływ wysokoenergetyczny (Zieliński, 1993). Izolowane płaty osadów wodnolodowcowych (o miąższościach od 1,5 do 3,0 m) występują na powierzchni wysoczyzny polodowcowej w części zachodniej i południowo-wschodniej obszaru, gdzie towarzyszą morenom czołowym.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne niższe) występują w dnie zagłębienia Szeszupy i są związane z etapami deglacjacji mas lodu wypełniających to obniżenie. Są to przeważnie piaski różnoziarniste z pojedynczymi żwirami, o miąższości około 5–10 m, miejscami piaski drobno-

ziarniste o miąższości 4,0 m (otw. 6; tabl. III). Osady te otulają moreny wyciśnięcia w nieckach Wodzik i Jegłówka oraz występują w rejonie Udziejka. Niewielkie płyty tych osadów zachowały się w rejonie Postaweli i Pobondzia.

Gliny zwałowe w spływach występują w rejonie jeziora Poblędzie, są kontynuacją osadów z obszaru arkusza Filipów (Heliasz, Ostaficzuk, 2016a, b). Ich miąższość nie przekracza 2 m. Przykrywają osady piaszczysto-mułkowe kemów.

Piaski pyłowate, ły, mułki i piaski wytopiskowe (miejscami zastoiskowe) to osady przeważnie wypełniające obniżenia wytopiskowe w zagłębieniu Szeszupy. Są to piaski pyłowate, ły miejscami warstwowane oraz mułki piaszczyste i piaski o miąższości kilku metrów. Podobnie wykształcone osady znajdują się wzdłuż wschodniego brzegu jeziora Szelment Wielki.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Piaski i gliny koluwalne występują w obrębie osuwisk. Dwa z nich zlokalizowano w krawędzi zagłębienia Szeszupy na południowy zachód od Smolnik. Osuwiska występują również: nad jeziorem Mauda (północne strome stoki formy szczelinowej), Pobondzie (w dolinie Szeszupy) w stokach formy szczelinowej, na północ od Szurpił w stokach góry Walik, w Turtulu w zboczu rynny (u podnóża punktu widokowego), wzdłuż wschodnich brzegów jeziora Szelment Wielki oraz, po zachodniej stronie jeziora, w Gerdawach (geozagrozenia.pgi.gov.pl).

Osady deluwialne są to piaski niewarstwowane, często pyłowate, piaski gliniaste i gliny silnie piaszczyste. Ich miąższości wynoszą od 0,8 do kilku metrów (okolice Szurpił). Pokrywają zbocza rynien lodowcowych, dolin, zagłębień wytopiskowych i bezodpływowych.

Piaski stożków napływowych są to piaski z pojedynczymi żwirami, miejscami przeławiczone piaskami pyłowatymi. Miąższości ich wynoszą od 2 do kilku metrów. Rozwinęły się u wylotu parowów i rozcięć erozyjnych, głównie w zboczach zagłębienia Szeszupy i rynny jeleniewskiej.

Piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) oraz głązy i piaski pyłowate rezydualne występują lokalnie w rejonie Pawłówki. Są to piaski pyłowate i drobnoziarniste, ale także różnoziarniste z domieszką żwirów, miejscami z nagromadzeniami głązów. Miąższość tych osadów wynosi około 2 m. Na omawianym obszarze powszechnie występują głązy narzutowe. Tworzą skupiska (głązowiska), występują też pojedynczo, licznie na całym obszarze. Z większych głązów występujących na obszarze arkusza należy wymienić:

– Największy głąz narzutowy na Suwalszczyźnie – znajduje się na południe od Pawłówki w obniżeniu niewielkiego cieku na obszarze wysoczyzny polodowcowej. Jest to szary granit o obwodzie 15 m i wysokości 2,2 m nad powierzchnię terenu. Pomnik przyrody od 1956 r.

– Głaz zwany Kamieniem Granicznym – na półwyspie na wschodnim brzegu jeziora Hańcza. Jest to szary granit, częściowo pegmatyt, o wysokości 1,6 m, długości 3,6 m i obwodzie 11,4 m. Głaz pomnikowy.

– Dwa głazy przy zachodnim stoku Góry Kościelnej. Jeden (różowy granit) ma wysokość 1,7 m i obwód 8,15 m, drugi (granitoid) ma wysokość 1,4 m i obwód 7,1 m. Pomniki przyrody od 1955 r.

– Głaz narzutowy w Kleszczówku o wysokości 1,5 m i obwodzie 6,5 m. Pomnik przyrody od 1973 r.

Piaski eoliczne występują na powierzchni osadów sandrowych rynny jeleniewskiej w okolicach Kazimierówki. Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate o miąższości około 2 m. Tworzą pole piasków przewianych na powierzchni sandru.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki i 4,0–6,0 m n.p. rzeki są to piaski drobnoziarniste z domieszką różnoziarnistych i pojedynczych żwirów. Miąższość ich nie przekracza 10,0 m.

c. Holocen

Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,5–4,0 m n.p. rzeki są to piaski drobnoziarniste z domieszką różnoziarnistych i pojedynczych żwirów, miejscami z warstewkami namułów piaszczystych. Miąższość ich nie przekracza 5,0 m.

Piaski i żwiry rzeczne wypełniają koryto Czarnej Hańczy od Turtula i Szeszupki dalej na południe.

Piaski, mułki jeziorne i gytie występują w dnach jezior. Udokumentowano je m.in. w dnie jeziora Hańcza (Lauterbach i in., 2010) oraz w jeziorze Szurpiły (Kinder i in., 2008). W jeziorze Hańcza są to ciemne osady organiczne zawierające węglan wapnia, miejscami laminowane, o miąższości około 0,5 m, podścielone serią mineralną w postaci piasków o nawierconej miąższości 0,3 m. W jeziorze Szurpiły są to prawie 12-metrowej miąższości laminowane mułki jeziorne i gytie węglanowe podścielone piaskami drobnoziarnistymi. W innym profilu otrzymanym z otworu koło jeziora Szurpiły (Bińka, 1993) występują osady torfowe o miąższości 2,5 m, podścielone warstwą mineralną. W obu ostatnich profilach istnieje zapis późnoglacialnej historii zbiorników. Gytie o miąższości do 1 m nawiercono w izolowanych obniżeniach tzw. amfiteatru łopuchowskiego (Micun, 2014), gdzie podścielają torfy o miąższości prawie 9 m, a także w zatoce Przełomka (u podnóża Góry Leszczynowej).

Piaski, piaski humusowe i namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych występują w małych dolinach rzecznych i w częściach brzeżnych zagłębień bezodpływowych. Są to przeważnie humusowe piaski drobnoziarniste z domieszką piasków różnoziarnistych z pojedynczymi żwirami i namuły. Miąższość ich wynosi przeważnie około 2 m.

N a m u ł y t o r f i a s t e występują w dolinach mniejszych i większych cieków oraz w obniżeniach różnej genezy. Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate lub ilaste, z dużą domieszką części organicznych. Ich miąższości przeważnie nie przekraczają 1,5 m.

T o r f y. Największe obszary torfowisk występują w północnej części obszaru arkusza, w zagłębieniu Szeszupy i w dolinie Czarnej Hańczy. Są to torfowiska niskie, przejściowe i wysokie. Mniejsze obszary torfowe występują na całym obszarze w zagłębieniach różnej genezy i wielkości. W krawędzi zagłębienia Szeszupy, w okolicach jeziora Jaczno, występują w niszach osuwiskowych, w których znajdują się źródłiska. W miejscach tych rozwinęły się tzw. torfowiska wiszące, które zostały objęte ochroną. Największe miąższości torfów (od 6 do 9 m) stwierdzono w obniżeniach bezodpływowych znajdujących się pomiędzy wałami moren wyciśnięcia tzw. amfiteatru łopuchowskiego (Micun, 2014). W zatoce Przełomka u podnóża Góry Leszczynowej występują torfy o miąższości 5 m.

B. TEKTONIKA I RZE BA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Jeleniewo jest położony w obrębie dwóch jednostek tektonicznych. Część północna należy do obniżenia perybałtyckiego, a część południowa znajduje się w obrębie wyniesienia mazursko-suwałskiego. Obie jednostki rozdziela struktura nieciągła (strefa dyslokacyjno-rozłamowa) o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Jest tu uskok (bądź system uskoków schodkowych) powodujący zrzut podłoża krystalicznego o około 300 m. Zrzut udokumentowano w licznych otworach w zachodniej części masywu suwałskiego z wysokości około 570–650 m p.p.m. (m. in. otw.: 32, 33, 35, 37–39, 55) do wysokości około 930–999 m p.p.m. (otw. 15 – Jezioro Okrągłe IG-1 i otw. 13 – Łopuchowo IG-1). Jednakże ta wielkość zrzutu nie ma wpływu na urozmaicenie rzeźby powierzchni erozyjnych w obrębie poszczególnych serii osadowych wieku mezozoicznego i kenozoicznego. Przypuszczalnie po triasie ta strefa dyslokacyjna nie była już aktywna. Powierzchnie stropowe utworów triasu i jury są dość płaskie. Niewielkie zmiany położenia wysokości poszczególnych granic litostratygraficznych (od 10 do 30 m) mogą być wynikiem istnienia lokalnych niewielkich uskoków wtórnych.

Bardziej znaczące różnice w głębokościach położenia granic litostratygraficznych (nawet przekraczające 50 m) dotyczą granicy utworów kredy górnej i paleocenu. Być może zostało to spowodowane uaktywnieniem górnej części uskoków w wyniku nacisku mas lodowych kolejno wkraczających z północy lądolodów.

Autorzy opracowania założyli, że w obrębie obszaru arkusza (powierzchnia około 300 km²) zmienność litologiczna równowiekowych utworów górnokredowych i paleoceńskich jest zbliżona. Osady górnokredowe są w przewadze węglanowe (kreda pisząca, wapienie i margle), natomiast paleoceńskie bardziej terygeniczne i krzemionkowe (gezy, opoki, mułowce i piaskowce). Na tej podstawie i w wyniku przestrzennej analizy profilów otworów wiertniczych autorzy uznali, że występują tu dwa

systemy uskoków o zrzutach rzędu 20–50 m. Starszy system tworzą uskoki o biegu około 20°, młodszy – uskoki do nich prostopadłe. Interpretacja przestrzennego ułożenia krzyżujących się systemów uskoków (tabl. IV) jest zgodna z wcześniej uzyskanym obrazem rozprzestrzenienia uskoków na mapie geologicznej masywu suwalskiego (Wiszniewska, Petecki, 2014). Istnienie systemu uskoków powoduje, że na powierzchni podczwartorzędowej odsłaniają się różne poziomy litologiczne i stratygraficzne.

W świetle przeprowadzonych analiz wpływ tektoniki podłoża na urozmaicenie morfologii spagu osadów plejstocenijskich, wykształcenie tych osadów i urozmaicenie rzeźby powierzchniowej jest dość ograniczony (por. Ber, 2000a). Na obszarze arkusza Jeleniewo nie dotyczy to jedynie zagłębienia Szeszupy i jego otoczenia, gdzie ten wpływ jest wyraźnie widoczny.

Zaburzenia glacitektoniczne osadów plejstocenijskich występują prawdopodobnie w strefach skarp zagłębienia Szeszupy i były obserwowane w północnych krawędziach zagłębienia koło Smolnik (warstwy piasków i żwirów wodnolodowcowych leżące pod kątem 50–70°). Obserwacje podwodnych ścian w jeziorze Hańcza (Pochocka-Szwarc i in., 2012) wskazują na obecność struktur deformacyjnych (zaburzeń glacitektonicznych) w obrębie glin zwałowych.

Na obszarze arkusza Jeleniewo wyróżniono dwa rodzaje form geomorfologicznych związanych z procesami glacitektonicznymi. Moreny akumulacyjne przeważnie spiętrzone występują poza zagłębieniem Szeszupy i na południe od jeziora Hańcza. Najlepiej wykształcone wzniesienia występują koło Szurpił (zespół form z górą Potajemnicą) i koło Krzemianki (zespół form z górą Krzemieniuchą). Formy te powstały jako moreny międzylobowe pomiędzy zachodnim lobem mazurskim i wschodnim lobem litewskim (Pochocka-Szwarc i in., 2014).

W obrębie moreny czołowej spiętrzonej, położonej na południowy wschód od jeziora Hańcza, leżące pod glinami zwałowymi osady interglacjału eemskiego występują w formie porwaka i są prawdopodobnie również zaburzone glacitektonicznie. Innym przykładem moreny spiętrzonej jest forma znajdująca się w południowo-wschodniej części obszaru arkusza w Żubrynie, zbudowana z osadów piaszczysto-żwirowo-gliniastych, których warstwy nachylone są pod kątem 60–80° (Krzywicki, 1993).

Moreny wyciśnięcia występują w kilku miejscach w postaci: tzw. amfiteatru Wodзилек (zespół form z górą Potajemnicą); amfiteatru łopuchowskiego (między jeziorem Hańcza a zagłębieniem Szeszupy) i amfiteatru na północny wschód od Smolnik. Pierwszy z nich znajduje się w obrębie zagłębienia Szeszupy, pozostałe dwa – poza jego granicami. Moreny amfiteatru Wodзилек powstały prawdopodobnie, gdy masy lodowe napływały jeszcze do zagłębienia. Formy drugiego utworzyły się między lądolodem stagnującym w zagłębieniu i napływającymi z północnego zachodu masami lodowymi lobu mazurskiego. Formy trzeciego amfiteatru powstały w strefie naporu mas lodowych lobu litewskiego z północy na lądolód stagnujący wypełniający zagłębienie Szeszupy.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Utwory powstałe w okresie od proterozoiku do kredy dolnej oraz procesy geologiczne zachodzące w tym czasie zostały opisane m.in. przez Pochocką-Szwarc i innych (2014). Rozwój budowy geologicznej przedstawiony w niniejszym rozdziale i [tabeli 1](#) dotyczy utworów stanowiących bezpośrednio podłoże czwartorzędu, czwartorzędowych i holocenijskich oraz procesów zachodzących w okresie od kredy górnej do holocenu.

W kredzie górnej, na obszarze objętym arkuszem Jeleniewo, w głębokim morzu epikontynentalnym tworzyła się kreda piszcząca, margle, wapienie, rzadziej opoki i mułowce margliste. Pod koniec kredy morze stawało się coraz płytsze. Spowodowało to, że w paleocenie (dan–mont) osadzały się gezy i opoki z glaukonitem oraz mułowce margliste i piaszczyste. Paleocenijska sedymentacja morska zakończyła się powstaniem piaskowców glaukonitowych (otw. 31, 42 i 55). Eocenijska transgresja morska nie dotarła do omawianego obszaru i dopiero w oligocenie w płytkim morzu epikontynentalnym osadziły się piaski i mułki z glaukonitem (otw. 55). W miocenie utworzyły się uskoki, będące echem orogenezy alpejskiej. Powstały one głównie w środkowo-wschodniej części omawianego obszaru ([tabl. IV](#)), czyli w obrębie suwalskiego masywu anortozytowego i w obrębie młodszej pokrywy osadowej.

W neogenie długotrwałe procesy denudacyjne doprowadziły do prawie całkowitego zniszczenia osadów oligocenijskich i częściowo paleocenijskich oraz utworzenia penepłeny z pojedynczymi górami świadkami, np. w rejonie Szurpił czy w rejonie Jeziora Okrągłego ([tabl. IV](#)). Część powstałych w neogenie pokryw zwietrzelinowych została częściowo włączona w najstarsze wodnolodowcowe i glacialne osady plejstocenijskie.

W plejstocenie najstarszy lądolód – zlodowacenia Narwi – silnie egzarował powierzchnię utworów paleocenijskich. W rejonie Szurpił powstał ostaniec osadów plejstocenijskich o wysokości ponad 40 m, ale o małej powierzchni (około 200x500 m) ([tabl. III, IV](#)). Lądolód ten złożył dość cienki poziom glin zwałowych, a podczas deglacjacji wody roztopowe utworzyły rozległy zbiornik zastoiskowy. Na obszarze arkusza Jeleniewo nie przekształcił się on w jeziorny zbiornik interglacjału augustowskiego.

W zlodowaceniu Nidy, po złożeniu glin zwałowych i lokalnych przepływach wód roztopowych w strefach uskokowych, ponownie ukształtował się zbiornik zastoiskowy. W ostatnim etapie jego rozwoju utworzyło się w rejonie dzisiejszego jeziora Hańcza prawdopodobnie lokalne jezioro, w którym w czasie interglacjału małopolskiego były akumulowane osady z detrytusem roślinnym.

W zlodowaceniu Sanu 2 wody płynące od czoła lądolodu utworzyły lokalne doliny. Lądolód tego zlodowacenia złożył jeden dość miększy poziom glin zwałowych. W pierwszym etapie deglacjacji uformowały się lokalne przepływy wód roztopowych i zaczął kształtować się zbiornik zastoiskowy. Był to czas, w którym krótkookresowo z północy dopływały jeszcze masy lodowe, co sugeruje ząbienie się górnej części glin zwałowych z osadami zastoiskowymi. Sedymentacja zbiornikowa w klimacie strefy peryglacialnej trwała dość długo.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

Stratygrafia				Utworki (opis litologiczny)	Procesy geologiczne	
System	Oddział	Piętro	Podpiętro			
C	I	e	d	H o l o c e n	Torfy — $t Q_h$	Akumulacja bagienna
					Namuły torfiaste — $nt Q_h$	Wypełnianie obniżeń osadami mineralno-organicznymi
C	I	e	z	r	Piaski, piaski humusowe i namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych — $p Q_h$	Akumulacja mineralno-organiczna w obrębie dolin i podmokłych zagłębień bezodpływowych
					Piaski, mułki jeziorne i gytie — $li_{pm} Q_h$	Akumulacja jeziorna
C	I	e	z	r	Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pż} Q_h$	Akumulacja rzeczna
					Piaski i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 0,5–4,0 m n.p. rzeki — $f_{pż} Q_h^{(I)}$	
C	I	e	z	r	Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 4,0–6,0 m n.p. rzeki — $f_{pż} Q_h^{(III)}$	Erozja i akumulacja rzeczna
					Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 6,0–10,0 m n.p. rzeki — $f_{pż} Q_h^{(II)}$	
C	I	e	z	r	Piaski eoliczne — $e_p Q$	Procesy eoliczne w warunkach strefy peryglacjalnej, przewiewanie odsłoniętych powierzchni sandrowych
					Piaski pyłowate zwietrzelinowe (eluwialne) oraz głązy i piaski pyłowate rezydualne — $z_{ppzy} Q$	Wietrzenie w warunkach strefy peryglacjalnej
C	I	e	z	r	Piaski stożków napływowych — $s_p Q$	Akumulacja wypłukiwanego materiału wskutek znacznego zmniejszenia spadku lub ilości wody niosącej materiał skalny
					Piaski i gliny piaszczyste deluwialne — $d_{pgp} Q$	Zmywanie osadów ze zboczy i ich akumulacja u podnóży lub w obniżeniach
C	I	e	z	r	Piaski i gliny koluwalne — $k_{pg} Q$	Powierzchniowe ruchy masowe
C	I	e	z	r	Piaski pyłowate, ropy, mułki i piaski wytopiskowe (miejscami zastoiskowe) — $b_{ppzy} Q_{p^4}^{B3}$	Wytapianie i akumulacja w sąsiedztwie brył i płytów martwego lodu lub w nieckach wytopiskowych
					Gliny zwałowe w spływach — $g_{gzw} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja glin na osadach piaszczysto-mułkowych kemów; spływy grawitacyjne
C	I	e	z	r	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż3} Q_{p^4}^{B3}$	Erozja i akumulacja przez wody roztopowe podczas deglacjacji na obszarze zagłębienia Szeszupy
					Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $fg_{pż2} Q_{p^4}^{B3}$	Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe przed czołem topniejącego łądolodu. Powstanie szlaków sandrowych
C	I	e	z	r	Piaski i żwiry oraz gliny zwałowe w spływach moren martwego lodu — $gm_{pż} Q_{p^4}^{B3}$	Deglacjacja arealna: wytapianie osadów morenowych z płytów i brył martwego lodu oraz akumulacja grawitacyjna osadów u ich podnóży
					Piaski i mułki kemów i tarasów kemowych — $k_{pm} Q_{p^4}^{B3}$	Deglacjacja arealna: akumulacja przez wody lodowcowe w przetainach oraz pomiędzy bryłami martwego lodu; postępująca deglacjacja
C	I	e	z	r	Piaski i piaski ze żwirami oraz gliny zwałowe w spływach akumulacji szczelinowej — $s_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja w poszerzających się szczelinach lodowych, akumulacja grawitacyjna materiału podczas wytapiania lodu
					Piaski, piaski ze żwirami, głązy i gliny zwałowe ozów — $o_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja przez wody lodowcowe w tunelach znajdujących się w obrębie łądolodu lub pod nim; akumulacja grawitacyjna materiału podczas wytapiania lodu
C	I	e	z	r	Piaski i piaski ze żwirami, głązy oraz gliny zwałowe moren wyciśnięcia — $gw_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$	Dynamiczna działalność łądolodu, akumulacja grawitacyjna i przez wody lodowcowe
					Piaski i piaski ze żwirami, głązy oraz gliny zwałowe moren czołowych — $gc_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja grawitacyjna i przez wody lodowcowe u czoła stagnującego łądolodu, wtórne procesy dynamicznej działalności łądolodu – powstanie zaburzeń i spiętrzeń osadów
C	I	e	z	r	Piaski i piaski ze żwirami oraz pyły lodowcowe — $g_{ppż} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa
					Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Pokrycie obszaru przez łądolód
C	I	e	z	r	Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{pż1} Q_{p^4}^{B3}$	Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu łądolodu
					Mułki i ropy zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^4}^{B3}$	Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach przed czołem nasuwającym się łądolodu
C	I	e	z	r	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pż} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu łądolodu
					Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja lodowcowa. Egzaracja lodowcowa. Pokrycie obszaru przez łądolód
C	I	e	z	r	Piaski, mułki i ropy zastoiskowe — $b_{pm} Q_{p^4}^{B2}$	Akumulacja zastoiskowa przed czołem nasuwającym się łądolodu

Czas geologiczny	Region	Złodowczenie	Interglacjał	Złodowczenie		Opis	Opis																																	
				Środkowe	Warty																																			
Kreda	Kreda górną		Kreda górną	Interglacjał wielki	Złodowczenie Liwca	Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg Q_{p^{2-3}}^C$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^{2-3}}^C$ Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg zp Q_{p^{2-3}}^C$	Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Nasunięcie łądolodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu																																	
								Złodowczenie najstarsze Narwi	Złodowczenie Nidy	Złodowczenie Sanu 2	Złodowczenie Warty	Stadiał środkowy	Stadiał dolny	Torfy oraz ily, mułki i piaski jeziorne — $li Q_{p^{3-4}}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pz Q_{p^3}^{W2}$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^3}^{W2}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pz Q_{p^3}^{W1}$ Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $pm Q_{p^3}^{W1}$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^3}^{W1}$ Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg zp Q_{p^3}^{W1}$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pz Q_{p^3}^O$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^3}^O$ Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $pm Q_{p^3}^O$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pz Q_{p^{2-3}}^C$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^{2-3}}^C$ Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg zp Q_{p^{2-3}}^C$ Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $pm Q_{p^2}^G$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pz Q_{p^2}^G$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^2}^G$ Żwiry i piaski wodnolodowcowe — $fg zp Q_{p^2}^G$ Mułki z detrytusem roślinnym jeziorne — $li m Q_{p^2}^K$ Iły, mułki i piaski zastoiskowe — $im Q_{p^2}^N$ Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg pz Q_{p^2}^N$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^2}^N$ Piaski, mułki i ily zastoiskowe — $pm Q_{p^1}^A$ Gliny zwałowe — $gzw Q_{p^1}^A$	Akumulacja jeziorna. Ostateczne wytopienie brył martwego lodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Nasunięcie łądolodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach lokalnych przed czołem topniejącego łądolodu Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Nasunięcie łądolodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach lokalnych przed czołem topniejącego łądolodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Nasunięcie łądolodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach lokalnych przed czołem topniejącego łądolodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja lodowcowa. Egzaracja. Nasunięcie łądolodu Erozja i akumulacja przez wody lodowcowe na przedpolu topniejącego łądolodu Akumulacja zastoiskowa w obniżeniach lokalnych przed czołem topniejącego łądolodu Akumulacja lodowcowa. Egzaracja starszego podłoża																									
																Neogen	Oligocen	Paleocen				Denudacja osadów starszych, penepłenizacja, powstanie pokryw zwietrzelinowych																		
																							Kreda górną					Akumulacja morska w płytkich facjach epikontynentalnych. Erozja i penepłenizacja												
																																		Akumulacja płytkomorska						
																																								Akumulacja morska

Wody roztopowe transgredującego łądolodu złodowczenia Liwca utworzyły lokalnie głębokie doliny. łądolód ten złożył dość miększy poziom glin zwałowych, a jego masy lodowe spowodowały wciśnięcie wcześniej złożonych osadów w głąb w obrębie zagłębienia Szeszupy i na innych obszarach

ograniczonych uskokami w podłożu. Spowodowało to podczas recesji lądolodu akumulację przez wody roztopowe miąższego poziomu osadów wodnolodowcowych.

Przed czołem kolejnego lądolodu – zlodowacenia Odry – osadziły się miąższe osady zastoiskowe, najniżej położone i najlepiej wykształcone w zagłębieniu Szeszupy w rejonie Szurpił. Spąg tych osadów na obszarach wysoczyznowych leży wyżej o około 70 m, gdyż w tym czasie zagłębienie to było już uformowane. Lądolód zlodowacenia Odry pozostawił po sobie gliny zwałowe dość znacznej miąższości, a podczas recesji miąższy poziom osadów wodnolodowcowych (o największych miąższościach w zagłębieniu Szeszupy i w rejonie Szurpił).

W czasie stadiału dolnego zlodowacenia Warty powstały dwa poziomy osadów wodnolodowcowych, gliny zwałowe i osady zastoiskowe. Te ostatnie największą miąższość mają prawdopodobnie w głębokiej formie rynnowej w rejonie jeziora Hańcza. Recesyjne osady wodnolodowcowe o największej miąższości zostały osadzone w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. W stadiale środkowym tego zlodowacenia zostały zakumulowane gliny zwałowe oraz osady wodnolodowcowe.

W interglacjale eemskim, lokalnie w zagłębieniach terenu, były akumulowane cienkie osady jeziorne i torfy. Są one znane z okolic Błaskowizny i Smolnik. Osady interglacjalne z okolic Błaskowizny przewiercono w studni kopanej zlokalizowanej w obrębie moreny czołowej spiętrzanej, co sugeruje, że zostały przemieszczone w to miejsce przez ostatni lądolód zlodowacenia Wisły – nie występują *in situ*.

Lądolód zlodowacenia Wisły również dwukrotnie nasunął się na powierzchnię obszaru arkusza Jeleniewo. Przed transgredującym lądolodem stadiału środkowego były lokalnie akumulowane osady zastoiskowe. W czasie transgresji, w wyniku przepływu wód pod lądolodem i prawdopodobnie działalności glacitektonicznej, były modelowane rynny subglacjalne, w tym bardzo głęboka rynna jeziora Hańcza. Po osadzeniu glin zwałowych, w czasie deglacjacji były również akumulowane osady wodnolodowcowe.

Przed nasuwającym się najmłodszym lądolodem stadiału górnego były lokalnie osadzone mułki i ły zastoiskowe oraz dość powszechnie żwirowo-piaszczyste utwory wodnolodowcowe. W czasie transgresji lądolód ten przemodelował rynny subglacjalne (powstałe wcześniej w czasie stadiału środkowego). Działalność glacitektoniczna lądolodu spowodowała w strefach krawędziowych zagłębienia Szeszupy i w brzegach rynny jeziora Hańcza zaburzenia starszych osadów stadiału środkowego zlodowacenia Wisły, a nawet prawdopodobnie osadów zlodowacenia Warty. Najmłodszy lądolód przykrył cały omawiany obszar i osadził gliny zwałowe, a jego czoło zatrzymało się w odległości około 50 km na południe od obszaru arkusza Jeleniewo.

W obrębie lądolodu wykształciły się dwa loby lodowcowe: lob mazurski, którego lody nasuwały się z kierunku północnego i północno-zachodniego (Morawski, 2005) oraz lob litewski, którego

masy lodowe nasuwały się z kierunku północno-wschodniego. W lobach tych, w warunkach wysokich i zmiennych ciśnień wód lodowcowych oraz w wyniku procesów eworsji i egzaracji, powstawały rynny subglacjalne (częściowo jako wynik odmłodzenia rynien ze stadiału środkowego), przebiegające wzdłuż kierunków NW–SE i NE–SW. Przepływ wód roztopowych odbywał się w tunelach lub w szczelinach pod łądolodem (subglacjalnie). Na podstawie wyników datowań głązów narzutowych metodą izotopu ^{36}Cl (Dzierżek, Zreda, 2007) wynika, że obszary okolic Hańczy i Bachanowa w czasie postoju łądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły na linii maksymalnego zasięgu (około 26–28 ka BP), mogły być lokalnie przestrzeniami wolnymi od lodu (tworząc tzw. nunatak wklęsły).

Około 16 ka BP łądolód wycofywał się i jego czoło ustabilizowało się na południowej linii dzisiejszego jeziora Wigry oraz na południe od Suwałk, a czas jego postoju nazywany jest fazą pomorską zlodowacenia Wisły.

W czasie postępującej recesji łądolodu obszar wysoczyzny Krzemianki był najprawdopodobniej strefą międzylobową kontaktu lobów mazurskiego i litewskiego, w której w wyniku nacisków mas lodowych powstały moreny czołowe akumulacyjne spiętrzone (m.in. góry Krzemianka i Krzemieniucha). Następnie czoło łądolodu na pewien czas zatrzymało się w rejonie południowej krawędzi zagłębienia Szeszupy na linii: Pawłówka Nowa–Turtul–Szurpiły. Powstały wówczas moreny czołowe w okolicach Pawłówki, Wróbla i Szurpił z masywem góry Potajemnicy. Masy lodu lodowcowego wypełniały obszar zagłębienia Szeszupy. Otworzyła się brama lodowcowa w rejonie Turtula. Wody roztopowe, płynące tunelem lodowym z rynny jeziora Hańcza w kierunku południowym, akumulowały osady ozu bachanowskiego, a płynące tunelem w kierunku południowo-wschodnim – osady przyszłego ozu turtulskiego. Wody roztopowe, płynące na zewnątrz lodu korytami roztokowymi, formowały sandr Czarnej Hańczy.

Podczas postępującej recesji łądolodu jego czoło ustabilizowało się w rejonie Kruszki–Bachanowo–Wodziłki. Prawdopodobnie masy lodu lodowcowego były nadal aktywne i podlegały niewielkim oscylacjom. Taka dynamiczna działalność czoła łądolodu spowodowała powstanie zespołu moren wyciśnięcia (leżących poniżej krawędzi zagłębienia) w dwóch nieckach: Wodziłek i Jegłówka. Nie można jednak wykluczyć w tworzeniu tych form udziału drenażu subglacjalnego w warunkach wysokich i zmiennych ciśnień, predysponujących do powstania amfiteatralnie rozmieszczonych form pozytywnych (Piechota, Piotrowski, 2010).

Masy lodowe wypełniały obniżenie rynny lodowcowej, konserwując m.in. oz turtulski i uniemożliwiając odpływ wód roztopowych w kierunku południowo-wschodnim. W tym samym czasie strop tunelu bachanowskiego zapadł się i w tym miejscu na powierzchni łądolodu utworzyła się szczelina lodowcowa, która miała zapewne przedłużenie ku północy. W szczelinie tej wody roztopowe akumulowały osady przyszłych form szczelinowych (m.in. Góry Leszczynowej). Oz bachanowski uległ

rozmyciu, dając początek przyszłemu gładowisku Bachanowo. Według Dzierżka (Dzierżek, Zreda, 2007) miało to miejsce około 14,4 ka BP.

Na przedpolu lądolodu wody roztopowe płynęły w kierunku południowym. W osadach sandrowych powstała erozyjna, przebiegająca południkowo, dolina Gaciska. Zamierający lądolód rozpadał się na płyty lodu pasywnego, a później na bryły martwego lodu. Poziom odpływających wód roztopowych obniżył się, co spowodowało odcięcie doliny Gaciska. Wody roztopowe ponownie skierowały swój bieg ku południowemu wschodowi wzdłuż udrożnionej rynny (w której dnie znajduje się ozurtulski). Dolina Gaciska stała się doliną zawieszoną.

Trudno jest wyjaśnić genezę zespołu form tzw. amfiteatru łopuchowskiego znajdującego się na zewnątrz obniżenia Szeszupy oraz amfiteatralnie ułożonych form w okolicach Smolnik. Można przyjąć dotychczasowy pogląd (Ber, 2000a), że powstały one w wyniku aktywności lądolodu wypełniającego zagłębienie Szeszupy. Jednak badania terenowe wykazały, że formy te powstały między aktywnym lądolodem znajdującym się w rejonie rynny jeziora Hańcza a lodem pasywnym wypełniającym nieckę zagłębienia Szeszupy (Pochocka-Szwarc i in., 2014). W wyniku nacisku lądolodu z północy i północnego zachodu w kierunku lodu pasywnego, stanowiącego masę oporową dla lądolodu żywego, osady piaszczysto-żwirowe utworzyły wałowe wzgórze ułożone amfiteatralnie. W niniejszym opracowaniu zastosowano dla zespołu tych form zgodny z Instrukcją SMGP termin: moreny czołowe wyciśnięcia, który nie przesądza jednoznacznie o ich genezie. Można również przyjąć inny pogląd zakładający, że formy te powstały wcześniej, jeszcze podczas transgresji lądolodu w warunkach subglacjalnych, związanych z dynamicznym nasuwaniem się strumieni lodowych (Lesemann i in., 2010). Później podczas deglacjacji istniały etapy odsłaniania się spod lodu tych form, na co wskazują uzyskane wyniki badań wieku gładów narzutowych wykonanych metodą ^{36}Cl (Dzierżek, Zreda 2007; Dzierżek, 2009). Według tych datowań zewnętrzny wał jest starszy, natomiast wewnętrzny młodszy (powstał w późniejszym etapie topnienia lodu).

Podczas postępującej deglacjacji zagłębienie Szeszupy pełniło rolę depresji końcowej. Stało się rozległy element wklęsły terenu, zamknięty zarówno od północy, jak i od południa, odgrywając decydującą rolę w rozpadzie mas lodowych, ich zamieraniu i późniejszym wytapianiu (deglacjacja arealna). Wody roztopowe omywały masy lodu pasywnego zalegającego w zagłębieniu i płynąc dalej w kierunku południowym rynną jeleniewską tworzyły poziom sandrowy.

Na powierzchni topniejącego lądolodu, wypełniającego zagłębienie Szeszupy, tworzyły się otwarte szczeliny, rozpadliny i przetainy, w których wody roztopowe akumulowały osady przyszłych kemów (np. góry Baczyna i Zalewki). Były to zarówno osady facji drobniejszych (limnoglacjalne), jak i grubszych (fluwioglacjalne). Powstawały moreny martwego lodu, tarasy kemowe i kemy. Obszar zagłębienia Szeszupy odwadniany był przez wody roztopowe, które utworzyły młodszy poziom wod-

nolodowcowy. Na zewnątrz obniżenia Szeszupy martwy lód wypełniał rynny lodowcowe, m.in. jeziora Hańcza i jeziora Szelment Wielki.

Aktywne czoło lądolodu zatrzymało się w północno-wschodniej części obszaru. Powstawały moreny czołowe akumulacyjne okolic Hultajewa oraz Rutki-Tartaku (po wschodniej stronie zagłębienia Szeszupy) oraz Pobondzia (po zachodniej stronie zagłębienia). W północno-zachodniej i północnej części terenu, na odsłanianej spod lodu powierzchni, pozostawały nieliczne bryły martwych lodów. Wytapiały się osady oddające zarys dawnych szczelin w lądolodzie. Z wytapianych osadów, w sytuacjach, kiedy nie było już transportu wodnego, tworzyły się pokrywy piasków i żwirów oraz pyłów lodowcowych. Według Dzierżka i Zredy (2007) bryły martwego lodu wytapiały się w różnym tempie zależnie od ukształtowania podłoża – obszary wyżej położone były prawdopodobnie szybciej odsłaniane spod powierzchni lodu.

W okresie późnego glacjału w dnie zagłębienia Szeszupy pomiędzy topniejącymi bryłami martwego lodu utworzyło się wytopisko. Akumulowane były drobne osady mułkowo-piaszczyste, w tym również facje zastoiskowe. Wody tego zbiornika spłynęły w ostatnim etapie deglacjacji w kierunku północno-wschodnim, czyli w kierunku bazy erozyjnej, jaką stanowiła tworząca się wówczas dolina Praniemna. Martwy lód wypełniający zagłębienie Szeszupy rozpadł się na bryły około 14,4 ka BP, a proces ich wytapiania zakończył się prawdopodobnie w bøllingu (Dzierżek, Zreda, 2007).

W późnym glacjale panowały warunki pustyni arktycznej, klimat był suchy i mroźny. Odsłonięte powierzchnie sandrowe były lokalnie przewiewane i utworzyły się niewielkie pola piasków przewianych.

Martwy lód wypełniał rynnę jeziora Hańcza do allerødu i przetrwał tam m.in. dzięki wpływom ówczesnej zimnej cyrkulacji wschodnich mas powietrza. Na jego powierzchni deponowane były piaski i żwiry, które po wytopieniu lodu nierównomiernie osadziły się na dnie powstającej misy jeziornej, tworząc warstwę mineralną o miąższości około 2 m (Lauterbach i in., 2010). Osady te dokumentują najstarszą, inicjalną fazę rozwoju jeziora (około 13 ka BP).

Istotną rolę w przebiegu procesów deglacjacji odegrała wieloletnia zmarzlina, która zachowała się do dziś (Szewczyk, Nawrocki, 2011). Nie znamy dokładnego czasu jej powstania. Jest ona niewątpliwie reliktem plejstocenskimi. Można przypuszczać, że powstała jeszcze przed ostatnim zlodowaceniem, podczas którego mogła być odtwarzana. Dowodem na to są ślady wielokrotnego zamrażania i rozmarzania obserwowane w stropie skał kredy (Szewczyk, Nawrocki, 2011).

Przyjmuje się, że około 9 ka BP (już w początkach holocenu) wytopiły się ostatecznie bryły martwego lodu (Gałka, Apolinarska, 2014). Początek historii jezior sięga jednak przełomu plejstocenu i holocenu (Kondracki, 1972). W dnach jezior zaczęły być akumulowane osady mineralne spłukiwane z bezleśnych jeszcze zboczy. Roślinność tego okresu można scharakteryzować jako środowisko tundry parkowej (schyłek młodszego dryasu; Bińka, 1993). W izolowanych obniżeniach w obrębie ze-

społu moren amfiteatru łopuchowskiego, na przełomie późnego glacjału i holocenu, istniały zbiorniki wodne. Świadczą o tym gytie nawiercone pod mięszymi torfami (Micun, 2014). W jeziorze Szurpiły utworzyły się osady laminowane, w których znajduje się zapis historii zmian roślinności i klimatu ostatnich 8410 lat (Kinder i in., 2008). W holocenie udokumentowano cztery okresy wysokiego i niskiego poziomu wody w jeziorze Purwin (Gałka, Apolinarska, 2014). W jeziorze Linówek, położonym w obrębie niecki Wodziłek, nawiercono osady jeziorne o miąższości 7 m, w których zapisana jest postglacjalna historia roślinności (Gałka i in., 2014).

Na przełomie późnego glacjału i holocenu, u podnóży stoków, w wyniku procesów spłukiwania i akumulacji osadów stokowych, powstały osady deluwialne oraz pokrywy stokowo-zwietrzelinowe tworzące stożki u podnóży rozcięć erozyjnych. Największe rozcięcia erozyjne rozwinęły się w strefach odwodnień zagłębień bezodpływowych i w osiach suchych dolin. Stożki powstałe u wylotu tych rozcięć powstały w neholocenie (około 3500 lat BP). Kolejny etap rozwoju procesów erozji związany jest z osadnictwem jaćwieskim (480–700 lat BP) (Smolska, 2005).

Na przełomie plejstocenu i holocenu oraz w holocenie kształtowała się sieć rzeczna. W odplyw włączane były m.in. obniżenia terenu, jak rynny lodowcowe. Przykładem jest rzeka Czarna Hańcza. Pierwotna rynna lodowcowa na odcinku od jeziora Hańcza do Turtula została przemodelowana przez rzekę. W wyniku rozcinania przez Czarną Hańczę starszych osadów (powierzchni sandru) powstały rzeczne tarasy erozyjne. Utworzyły się one nieco wcześniej, u schyłku plejstocenu (w późnym glacjale), a ich rozwój związany był z powstaniem doliny Niemna, którego dopływem jest Czarna Hańcza.

W dolinie Czarnej Hańczy powstawały wielkie meandry kilku generacji, o promieniu krzywizny od 400 do 575 m (Kobylińska, 2001). Jak wykazały badania wieku wykonane metodą radiowęglową (Monderowicz, 1999), tworzyły się one około 9530–9730 BP. Akumulacja torfów rozpoczęła się w okresie preborealnym, gdy duże paleomenadry m.in. z okolic Malesowizny nie były już aktywne.

W holocenie, w wyniku akumulacyjnej działalności rzeki, utworzyły się tarasy zalewowe zajmujące wąskie pasy po obu stronach rzeki. Powstanie tych tarasów wiąże się bezpośrednio ze zmianami podstawy erozyjnej, czyli ze zmianami wysokości, na której znajduje się ujście rzeki Czarnej Hańczy do Niemna.

W licznych obniżeniach na powierzchni terenu osadzały się piaski humusowe, a w zarastających zbiornikach wodnych tworzyły się torfy. W najcieplejszym okresie holocenu (tj. 8400–5100 BP), jezioro Hańcza było nieco większe – sięgało na zachodzie aż do Przełomki. Później zatoka między Przełomką a brzegiem jeziora u stóp Góry Leszczynowej zarosła. Obecnie jest tu torfowisko.

IV. PODSUMOWANIE

W wyniku reambulacji arkusza Jeleniewo SMGP, w odniesieniu do mapy opracowanej w 1965 r., wniesiono następujące zmiany:

- uzupełniono opracowanie o materiały kartograficzne i wiertnicze oraz literaturę obejmującą szeroki zakres tematyczny z lat 1965–2016;

- całość opracowania dostosowano pod względem merytorycznym i graficznym do obowiązującej Instrukcji z 2004 r.;

- zinterpretowano na nowo, na podstawie dostępnych dokumentacji otworów, przebieg uskoków w podłożu plejstoceniowym. Ich rozmieszczenie jest zbliżone do uskoków tnących suwalski masyw anortozytowy;

- przeanalizowano litologię osadów kredy górnej i paleocenu z otworów badawczych rejonu Szurpił i Krzemianki. Reinterpretacja stratygrafii tych utworów pozwoliła na przeprowadzenie zmian w opisie budowy geologicznej podłoża plejstoceniowego;

- sporządzono na nowo szkic podłoża czwartorzędowego, szkic geomorfologiczny, wykonano nowe przekroje geologiczne oraz profile syntetyczne;

- uzupełniono i zmieniono stratygrafię osadów plejstoceniowych;

- w wyniku analizy numerycznego modelu terenu zmianom poddano klasyfikację i rozmieszczenie niektórych form powierzchniowych.

Mimo wykonanej reambulacji arkusza Jeleniewo pozostały do rozwiązania pewne problemy badawcze.

Nie zostały w pełni potwierdzone tezy zawarte w opracowaniu Bera (2000a), a dotyczące omawianego obszaru. Są to przede wszystkim:

- brak ścisłego powiązania budowy geologicznej osadów plejstoceniowych z budową i tektoniką podłoża krystalicznego; nie ma podstaw do wyrysowania sieci uskoków tnących zarówno starsze osady, jak i plejstoceniową pokrywę osadową;

- brak dowodów na blokową (tektoniczną) budowę osadów plejstoceniowych;

- brak przesłanek umożliwiających wyróżnienie osadów dokumentujących ocieplenia interglacjalów augustowskiego, ferdynandowskiego i mazowieckiego;

Nie do końca rozpoznane są geneza i mechanizm powstania form „amfiteatralnych”, znajdujących się zarówno w zagłębieniu Szeszupy, jak i w jego zewnętrznej otulinie. Rozpoznanie wymaga głębokość zakorzenienia form „amfiteatralnych” w rejonie Łopuchowa i Wodзилек – wskazane są tu badania nieinwazyjne, np. geofizyczne.

Warszawa, 2016 r.

LITERATURA

- Ber A., 1967 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo (72). Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1968 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo (72). Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1971a — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Suwałki, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1971b — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Suwałki, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1971c — Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Suwałki. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1973a — Stratygrafia i rozwój czwartorzędu Pojezierza Suwalskiego. *W: Przew. 45. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalsko-Augustowskiej*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1973b — Sytuacja geologiczna stanowisk interglacjału eemskiego na Pojezierzu Suwalskim. *Prz. Geol.*, **21**, 7.
- Ber A., 1974 — Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 269.
- Ber A., 1981 — Przewodnik geologiczny. Pojezierze Suwalsko-Augustowskie. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1990a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Suwałki (108). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1990b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Suwałki (108). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 1996 — Sytuacja geologiczna jeziornych osadów piętra augustowskiego w Szczebrze koło Augustowa oraz osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego w Krzyżewie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373.
- Ber A., 1998 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Krasnopol (109). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Ber A., 2000a — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**.
- Ber A., 2000b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Krasnopol (109). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Ber A., Maksiak S., 1969 — Formy marginalne i martwego lodu w Zagłębieniu Szeszupy na Pojezierzu Suwalskim. *Biul. Inst. Geol.*, **12**, 220.
- Bińka K., 1993 — Ekspertyza palinologiczna osadów organogenicznych z Szurpił koło Suwałk. Arch. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW, Warszawa.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1966 — Orzeczenie dotyczące 4 próbek profilu Hańcza, ark. Przerośl. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1971 — Kopalna flora interglacjału eemskiego w Smolnikach koło Suwałk. *Pr. Geogr.*, 4.
- Cieśla E., Podemski M., Ryka W., Wybraniec S., 1998 — Outline of the geologic structure of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**.
- Cieśla E., Wybraniec S., 1998 — Geophysical studies of the Suwałki Anorthosite Massif. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**.
- Cieśliński S., Jaskowiak M., 1973 — Cretaceous North-East Poland. *W: Geology of Poland Stratigraphy*. 1. Mesozoic. 2. Inst. Geol., Warszawa.
- Dzierżek J., 2009 — Paleogeografia wybranych obszarów Polski w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geogr. Lodz.*, **95**, 1–112.

- Dzierżek J., Zreda J., 2007 — Timing and style of deglaciation of northeastern Poland from cosmogenic ^{36}Cl dating of glacial and glaciofluvial deposits. *Geol. Quart.*, 51: 203–216.
- Gałka M., Apolinarska K., 2014 — Climate change, vegetation development and lake level fluctuations in Lake Purwin (NE Poland) during the last 8600 cal. yr BP based on a high resolution plant macrofossil record and stable isotope data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$). *Quart. Intern.*, 328–329: 213–225.
- Gałka M., Tobolski K., Zawisza E., Goslar T., 2014 — Postglacial history of vegetation, human activity and lake level changes at Linówek in northeast Poland. *Vegetation History and Archeobotany*, 23: 123–152.
- Gastoł-Palechowska B., 2009 — Mapa Litogenetyczna Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo (72). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gaździcka E., 2005 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Orzeczenie paleobotaniczne – arkusz Gołdap SMGP. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Graniczny M., 1998 — Tectonics of the Suwałki Anorthosite Massif in the light of the analysis of satellite image and geophysical data. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**.
- Heliasz Z., Ostaficzuk S., 2016a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Żytkiejmy (40) i ark. Filipów (71) — reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Heliasz Z., Ostaficzuk S., 2016b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Żytkiejmy (40) i ark. Filipów (71) — reambulacja. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Hrybowicz G., 2012 — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo (72), plansza B. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Jaskowiak M., 1967 — Kreda górna łącznie z albem górnym i dolnym paleogenem w południowo-wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwart. Geol.*, **11**, 2.
- Juskowiak O., 1998 — Occurrence, structure and mineral diversity of rocks from the Suwałki Anorthosite Massif (Występowanie, budowa i zróżnicowanie mineralne skał Suwalskiego Masywu Anortozytowego). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**.
- Kinder M., Tylman W., Ohlendorf C., Zolitschka B., 2008 — Laminowane osady denne jeziora Szurpiły jako podstawa rekonstrukcji zmian środowiska przyrodniczego w Polsce NE. *Landform Analyses*, 9: 241–246.
- Kobylińska J., 2001 — Ewolucja doliny Czarnej Hańczy w holocenie na odcinku jezioro Hańcza–Suwałki (praca magisterska). Arch. Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW, Warszawa.
- Kociszewska-Musiał K., Leciejewicz K., 1982 — Geologiczna sytuacja torfu z interglacjału eemskiego w Błaskowiznie. *Pr. Muz. Ziemi PAN*, 35.
- Kondracki J., 1972 — Polska północno-wschodnia. PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krzywicki T., 1993 — Czwartorzęd, hydrogeologia, archeologia i ochrona dolin Czarnej Hańczy i Szeszupy. *W: Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. Przew. 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej* (red. nauk. O. Jusko-wiak). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Kubiccki S., Ryka W., 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeu-ropejskiej. Inst. Geol., Warszawa.

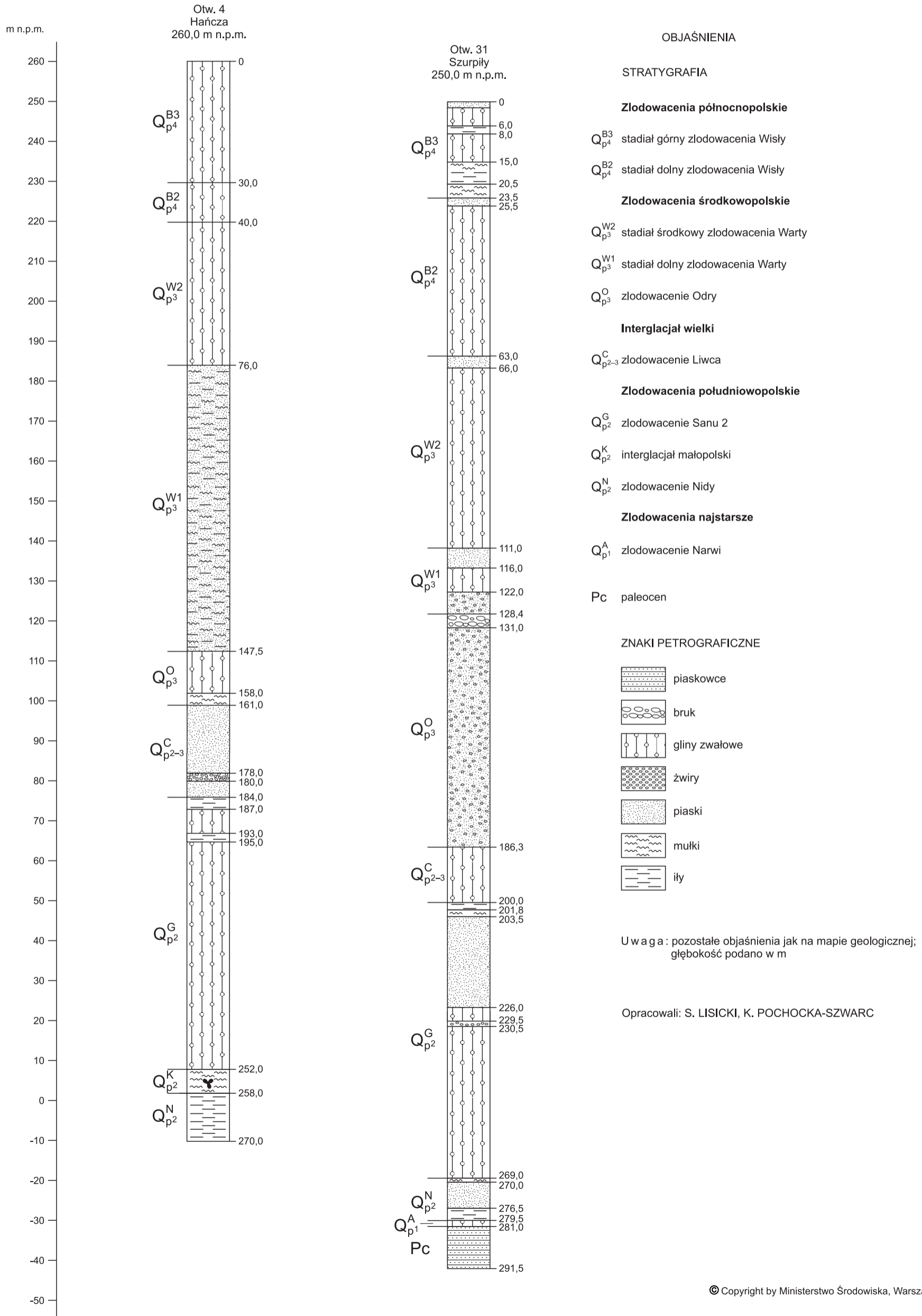
- Lauterbach S., Brauer A., Andersen N., Danielopol D. L., Dulski P., Hüls M., Milecka K., Namiotko T., Plessen B., von Grafenstein U., Participants D., 2010 — Multi-proxy evidence for early to mid-Holocene environmental and climatic changes in northeastern Poland. *Boreas*, 40: 57–72.
- Lesemann J.E., Piotrowski J.A., Wysota W., 2010 — Glacial curvilineations: new glacial landforms produced by longitudinal vortices in subglacial meltwater flows. *Geomorphology*, 120: 153–161.
- Lisicki S., 1993 — Deglacjacja Pojezierza Suwalskiego w okresie schyłku plejstocenu. *W: Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. Przew. 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej* (red. nauk. O. Juskowiak). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Micun K., 2014 — Rola zagłębień bezodpływowych jako lokalnych zbiorników sedymentacyjnych w krajobrazie młodoglacjalnym Suwalskiego Parku Krajobrazowego. *Inż. Ekol.*, 40: 196–207.
- Mitręga J., 1988 — Zagadnienia hydrogeologiczne okolic Jeleniewa. Ochrona środowiska przyrodniczego przed wpływem przemysłu wydobywczego na przykładzie Suwalszczyzny. Szczecin–Suwałki.
- Mitręga J., 1991 — Wpływ struktury miąższego systemu osadów glacialnych na krążenie w nim wód podziemnych w rejonie suwalskich złóż metali. 5. Ogólnopolskie Symp., Jachranka. Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- Mitręga J., Pachla J., 1993 — Warunki hydrogeologiczne jeziora Hańcza. *W: Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. Przew. 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej* (red. nauk. O. Juskowiak). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Mitręga J., Paczyński B., 1993 — Hydrogeologia systemu czwartorzędowego Pojezierza Suwalskiego. *W: Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. Przew. 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej* (red. nauk. O. Juskowiak). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Morawski W., 2005 — Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms): an example from northeastern Poland. *Geol. Quart.*, 49, 4.
- Pachucki C., 1952 — O przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 65.
- Pachucki C., 1961 — Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze Peribalticum. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 31, 2–4.
- Pęczkowska B., Figiel Z., 2008 — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo (72). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Piechota A., Piotrowski J., 2010 — Drenaż subglacjalny lądolodu skandynawskiego (Polska NW) w świetle modelowania numerycznego. *Landform Analyses*, 13: 91–106.
- Pietkiewicz S., 1928 — Pojezierze Suwalszczyzny Zachodniej (zarys morfologii lodowcowej). *Prz. Geogr.*, 8.
- Pietkiewicz S., 1977 — Oz turtulski. *Stud. Geol. Pol.*, 52.
- Pochocka-Szwarc K., Ber A., Szpygiel P., Szpygiel J., 2012 — Jezioro Hańcza – wstępne wyniki geologicznej interpretacji obrazów sonarowych. *Prz. Geol.*, 60, 3: 187–194.
- Pochocka-Szwarc K., Przasnyska J., Rychel J., Tekielska A., 2014 — Suwalski Park Krajobrazowy. Mapa geologiczno-turystyczna 1:25 000. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Popielarczyk D., Templin T., Łopata M., 2015 — Using the geodetic and hydroacoustic measurements to investigate the bathymetric and morfometric parameters of Lake Hańcza (Poland). *Open Geosc.*, 7: 854–869.
- Radwanek-Bąk B., Chwistek M., Laskowicz I., Bojakowska I., Kwecko P., Tomasi-Morawiec H., Hrybowicz G., 2012a — Objasnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo (72). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Radwanek-Bąk B., Laskowicz I., Chwistek M., 2012b — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Jeleniewo (72), plansza A. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Rühle E., 1932 — Jezioro Hańcza na Pojezierzu Suwalskim. *Wiad. Służ. Geogr.*, 4.
- Ryka W., 1993 — Fundament krystaliczny Suwalszczyzny. *Prz. Geol.*, **41**, 8.
- Sawicka L., Engel M., Sobczak C., 2010 — Wędrówki edukacyjne. SPK, Turtul.
- Smolska E., 2005 — Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych na przykładzie Pojezierza Suwalskiego. Arch. Wydz. Geogr. i Stud. Reg. UW, Warszawa.
- Speczik S., Wiszniewska J., Diedel R., 1988 — Minerals, exsolution features and geochemistry of Fe-Ti ores of the Suwałki district (NE Poland). *Mineralium Deposita*, 23: 200–210.
- Subieta M., 1974 — Suwalskie złoża rud żelaza, tytanu i wanadu. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- Szewczyk J., Nawrocki J., 2011 — Deep-Seated Relict Permafrost In Northeastern Poland. *Boreas*, 40: 385–388.
- Wiszniewska J., 1993 — Mineralizacja kruszczowa w skałach masywu suwalskiego. Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny. *W: Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. Przew. 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej* (red. nauk. O. Juskowiak). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wiszniewska J., 2002 — Wiek i geneza rud Fe-Ti-V i skał towarzyszących Suwalskim Masywie Anortozytowym (północno-wschodnia Polska). *Biul. Inst. Geol.*, 401: 1–96.
- Wiszniewska J., Petecki Z., 2014 — Mezoproterozoiczne złoża rud tytanomagnetytowych w Suwalskim Masywie Anortozytowym i jego środowisko geologiczne. *Górn. Odkr.*, 2–3.
- Zieliński T., 1993 — Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. UŚI, Katowice.
- Znosko J., 1965 — Dokumentacja geologiczna złoża rudy ilmenitowo-magnetytowej „Krzemianka”. 1. Inst. Geol., Warszawa. Arch. Dok. ródł., Warszawa.
- Znosko J., 1973 — Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny. *W: Przew. 45 Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalsko-Augustowskiej*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Znosko J., 1984 — The effect of crystalline basement on the formation of the sedimentary cover of pre-Vendian platform in Poland. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 347.
- Znosko J., 1993 — Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny. *W: Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego. Przew. 64. Zjazdu Pol. Tow. Geol. na Ziemi Suwalskiej* (red. nauk. O. Juskowiak). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

strony internetowe
 geozagrozenia.pgi.gov.pl
 www.geoportal.gov.pl

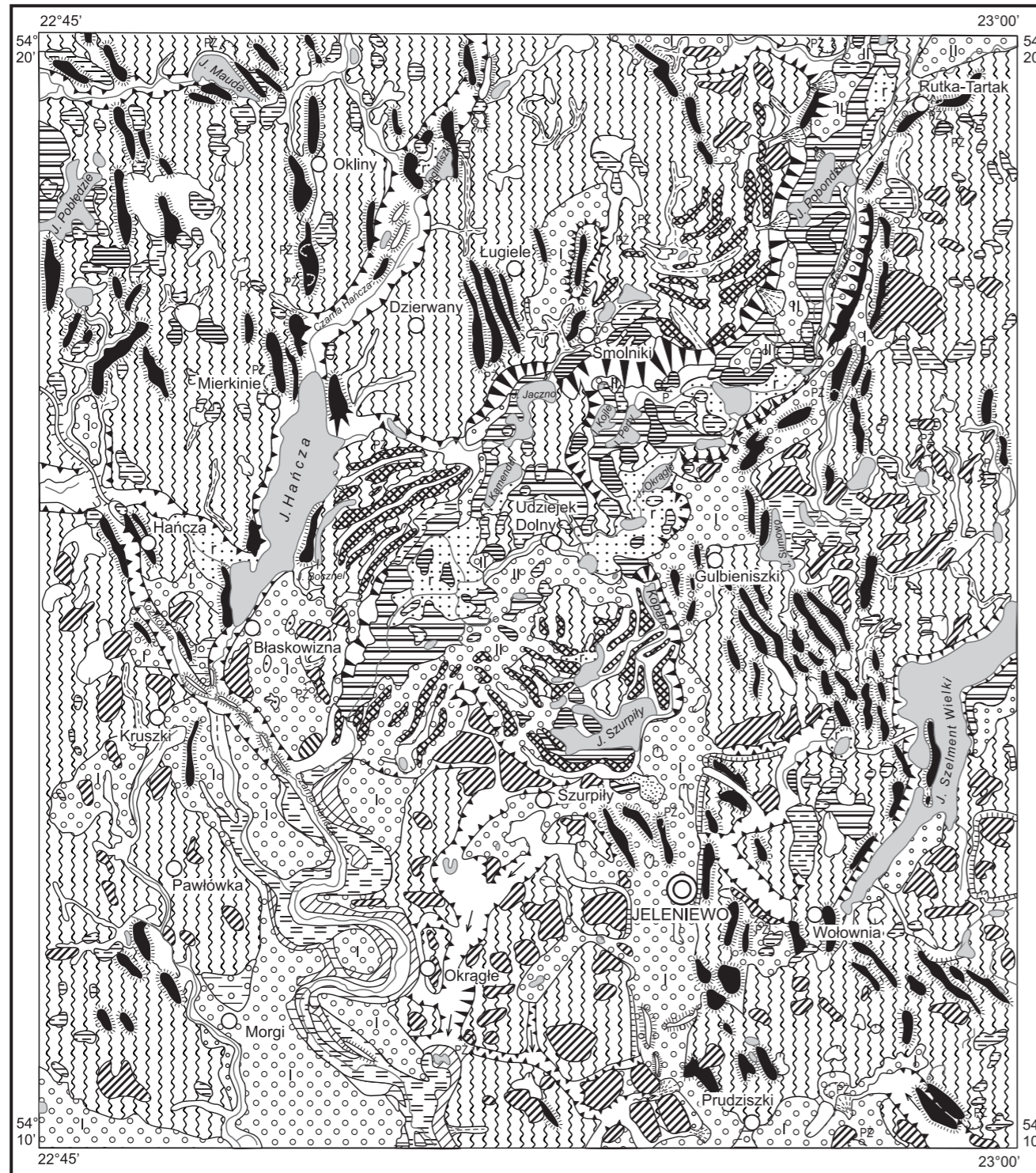
Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleniewo (72)

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



SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



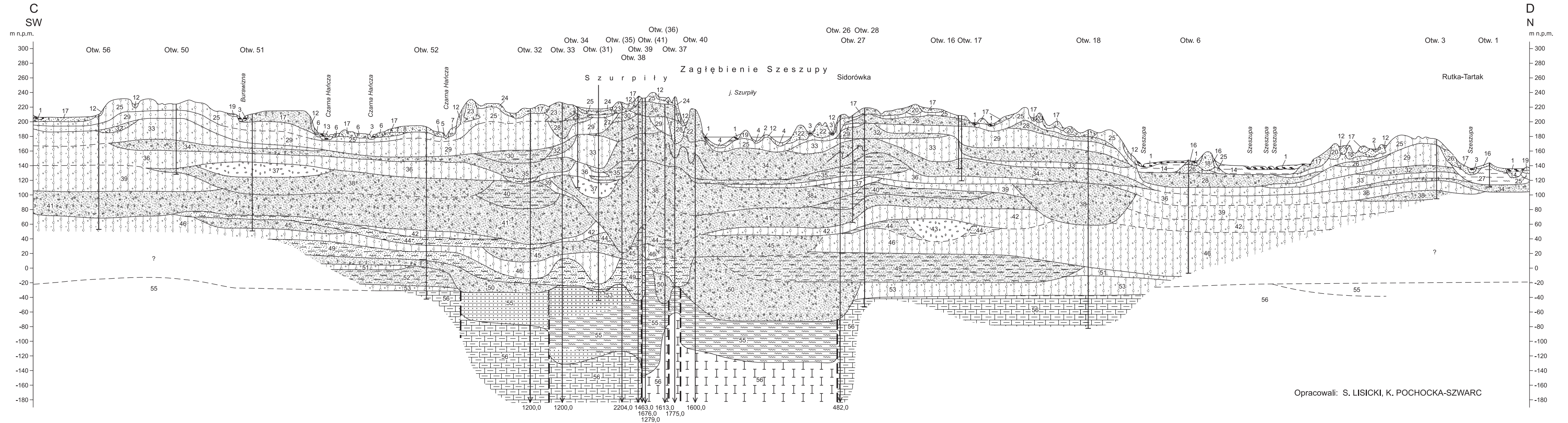
- | | | | |
|--|---|---|---|
| Formy lodowcowe | | Formy rzeczne | |
| | Wysoczyzna morenowa falista | | Dna dolin rzecznych |
| Moreny czołowe: | | | Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych |
| | akumulacyjne | | Tarasy erozyjne |
| | spiętrzone (moreny wyciśnięcia) | | Krawędzie wysoczyzny |
| Formy utworzone w strefie martwego lodu | | | Dolinki, młode rozcięcia erozyjne |
| | Moreny martwego lodu | | Dolinki zawieszane i ponownie rozcięte |
| Formy wodnolodowcowe | | Formy denudacyjne | |
| Równiny sandrowe i wodnolodowcowe:
I – poziom sandrowy wyższy,
II – poziom sandrowy niższy | | | Ostańce |
| | Równiny zastoiskowe | | Suche doliny |
| | Ozy | | Długie stoki |
| | Formy akumulacji szczelinowej | | Zagłębienia o różnej genezie |
| | Kemy | | Stožki napływowe |
| | Tarasy kemowe | Formy jeziorne | |
| | Rynny subglacjalne | | Równiny jeziorne |
| | Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone | Formy utworzone przez roślinność | |
| | Doliny wód roztopowych | | Równiny torfowe |
| | Równiny erozyjne wód roztopowych | Formy antropogeniczne | |
| | Zagłębienia powstałe po martwym lodzie | | Nasypy |
| Formy eoliczne | | | Piaskownie-żwirownie (PŻ), piaskownie (P) |
| | Równiny piasków przewianych | | Grodziska |

Opracował: A. BER, 1968
Zreambulowali: K. POCHOCKA-SZWARC, A. BER, 2016

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleniewo (72)

PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY C-D

Skala 1:50 000



Opracowali: S. LISICKI, K. POCHOCKA-SZWARC

OBJAŚNIENIA

- | | | | | | | |
|--|---|--|--|---|---|---|
| 1 — t _{Qh} | 8 — f _{pZ} ^{II} _{Qh} | 20 — ^{GS} _{pZ} _{Qp4} ^{B3} | 28 — fg _{pZ} _{Qp4} ^{B2} | 36 — g _{gzw} _{Qp3} ^{W1} | 43 — fg _{zp} _{Qp2-3} ^C | 52 — b _{pm} _{Qp1} ^A |
| 2 — nt _{Qh} | 12 — pg ^d _p _Q | 22 — ^{GW} _{ppz} _{Qp4} ^{B3} | 29 — g _{gzw} _{Qp4} ^{B2} | 37 — fg _{zp} _{Qp3} ^{W1} | 44 — b _{pm} _{Qp2} ^G | 53 — g _{gzw} _{Qp1} ^A |
| 3 — p _{Qh} | 14 — b _{ppy} _{Qp4} ^{B3} | 23 — ^{GS} _{ppz} _{Qp4} ^{B3} | 30 — b _{pm} _{Qp4} ^{B2} | 38 — fg _{pZ} _{Qp3} ^O | 45 — fg _{pZ} _{Qp2} ^G | 55 — pc ^{Pc} |
| 4 — li _{pm} _{Qh} | 16 — fg _{pZ3} _{Qp4} ^{B3} | 24 — pp _{pZ} _{Qp4} ^{B3} | 32 — fg _{pZ} _{Qp3} ^{W2} | 39 — g _{gzw} _{Qp3} ^O | 46 — g _{gzw} _{Qp2} ^G | 56 — me ^{Cr3} |
| 5 — f _{pZ} _{Qh} | 17 — fg _{pZ2} _{Qp4} ^{B3} | 25 — g _{gzw} _{Qp4} ^{B3} | 33 — g _{gzw} _{Qp3} ^{W2} | 40 — b _{pm} _{Qp3} ^O | 49 — b _{im} _{Qp2} ^N | |
| 6 — f _{pZ} _{Qh} ^I | 18 — ^{GM} _{pZ} _{Qp4} ^{B3} | 26 — fg _{pZ1} _{Qp4} ^{B3} | 34 — fg _{pZ} _{Qp3} ^{W1} | 41 — fg _{pZ} _{Qp2-3} ^C | 50 — fg _{pZ} _{Qp2} ^N | |
| 7 — f _{pZ} _{Qh} ^{III} | 19 — ^K _{pm} _{Qp4} ^{B3} | 27 — mi _{Qp4} ^{B3} | 35 — b _{pm} _{Qp3} ^{W1} | 42 — g _{gzw} _{Qp2-3} ^C | 51 — g _{gzw} _{Qp2} ^N | |

- | | | | |
|------------------|-----------------|----------------|-----------|
| torfy | piaski humusowe | gliny zwalowe | piaskowce |
| namuly torfiaste | piaski | mulowce | |
| ilty | gliny | kreda pizująca | |
| mulki | żwiry | margle | |

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

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Jeleniewo (72)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000

- | | | | |
|----------------------------|---|-------------------|--|
| PALEOGEN
KREDA
GÓRNA | {
OLIGOCEN
PALEOCEN
KREDA
GÓRNA | Ol | Piaski i mułki z glaukonitem |
| | | Pc | Piaskowce, mułowce, opoki i gezy z glaukonitem |
| | | Cr ₃ | Margle, wapienie i kreda pisząca |
| | | --- | Granice geologiczne |
| | | —20— | Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m. |
| | | — | Uskoki |
| | | - - - | Uskoki przypuszczalne |
| | | ○
5
Pc-42,0 | Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej
(symbol oznacza wiek: Cr ₃ – kreda górna, Pc – paleocen, Ol – oligocen;
liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu w m n.p.m.) |
| A - - - - B | | | Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej |
| C - - - - D | | | Linia przekroju geologicznego załączonego w tekście |

Opracowali: S. LISICKI, M. WŁODEK, K. POCHOCKA-SZWARC,
A. BER

