

## STRATYGRAFIA POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO W CZWARTORZĘDZIE

Katarzyna POCHOCKA-SZWARC<sup>1</sup>, Tomasz KRZYWICKI<sup>1</sup>, Leszek MARKS<sup>1,2</sup>,  
Alexandr KARABANOV<sup>3</sup>, Tatsiana RYLOVA<sup>3</sup>, Sergiej MAMCHYK<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

e-mail: kpoch@pgi.gov.pl, tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl, leszek.marks@uw.edu.pl

<sup>2</sup>Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

<sup>3</sup>Instytut Zarządzania Przyrodą Narodowej Akademii Nauk Białorusi, Minsk

e-mail: karabanov@ecology.basnet.by, rylova@nature.basnet.by

<sup>4</sup>Ośrodek Naukowych Badań Geologicznych, Minsk

e-mail: tecton@rambler.ru

Budowa geologiczna wschodniej części Niziny Podlaskiej została opracowana na podstawie 11 arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000: Boćki 458 (Boratyn 2007, 2008), Czeremcha 459 (Kmieciak 2007, 2008), Witowo 461 i Podcerkwa 461 (Boratyn i in. 2007), Stacja Nurzec 496 i Klukowicze 497 (Janicki 1999, 2001), Janów Podlaski 532 (Nitychoruk i in. 2003b, 2006), Wierzehlas 533 (Nitychoruk i in. 2003), Biała Podlaska 568 (Nitychoruk, Gałązka 2000a, 2006a), Rokitno 569 (Nitychoruk, Gałązka 2000b, 2006b), Terespol 570 (Nitychoruk i in. 2003c, 2007). Zachodnia część Polesia znajdująca się po stronie białoruskiej została opracowana na podstawie map 1:200 000 (geologicznej) i 1:500 000 (geomorfologicznej). Zestawiono 4 przekroje geologiczne, po dwa południkowe i równoleżnikowe. Prace zestawcze wykonano w ramach realizacji transgranicznej mapy geologicznej w skali 1:250 000 (projekt badawczy Narodowego Centrum Nauki decyzja nr DEC-2013/09/B/ST10/02040). Stratygrafię oparto o wyniki badań paleobotanicznych i litopetrograficznych (Marks i in. w druku).

Miąszość osadów plejstoceniowych w części północnej i środkowej prezentowanego obszaru wynosi 150-80 m. Najmniejsze miąszości 20-30 m występują w rejonie Szebrynia na SE od Brześcia. Najstarsze osady plejstoceniowe należą do facji rzeczno-jeziornych z fragmentami mioceniowych węgla brunatnych, występujących w N części obszaru oraz w rejonie Białej Podlaskiej. Spąg tej serii leży na wysokości 50-60 m n.p.m. W osadach plejstoceniowych występuje 2-5 pokładów glin lodowcowych reprezentujących zlodowacenia Nidy, Sanu 1, Sanu 2 i Odry (w tym stadiał Warty). Stwierdzono również osady interglacjałów: podlaskiego, mazowieckiego i eemskiego.

**Zlodowacenie Nidy.** Przed nasunięciem lądolodu miała miejsce depozycja osadów zastoiskowych, dobrze udokumentowanych w otworach wiertniczych na S od doliny Bugu: w Horoszkach Dużych, Serpelicach, Kolonii Komarno i Ossówce. W iłach i mułkach zastoiskowych występują laminy zawierające szczątki roślinne, pochodzące z redepozycji osadów paleogenu i neogenu. Sedymentacja tych osadów miała miejsce w chłodnym okresie przed transgresją lądolodu (Bińka 2001a, b; Nitychoruk i in. 2006), a ich spąg znajduje się na różnej wysokości m.in. w Serpelicach 150 m n.p.m., a w pobliskich Horoszkach Małych 20 m n.p.m. (Nitychoruk i in. 2006). Tak znaczne zróżnicowanie depozycji jest łączone z aktywnością tektoniczną w strefie uskoku Janowa Podlaskiego przed wkroczeniem lądolodu (Pożaryski 1974; Nitychoruk 1994).

Głębokie rozcięcia w skałach kredowych w rejonie Zabuża wypełnione są miąszymi (do 40 m) seriami piasków i żwirów fluwioglacjalnych transgredującego lądolodu. Zlodowacenie Nidy reprezentują gliny lodowcowe, zachowane dość fragmentarycznie, głównie w północnej części terenu. Gliny są piaszczyste i silnie wapniste (Boratyn 2007).

**Interglacjał podlaski** jest reprezentowany przez facje rzeczne (Boratyn 2007), a ich spektrum pyłkowe jest charakterystyczne dla zbiorowisk lasów borealnych (Granoszewski 2006).

W czasie transgresji lądolodu **zlodowacenia Sanu 1** miała miejsce depozycja piasków pyłowatych i iłów zastoiskowych, występujących na wysokości 80-100 m n.p.m. w rejonie Małaszewicz (dolina

Bugu). Osady te znane są z profili otworów studziennych w Brześciu (Prószyński 1933). Są to ility z domieszką piasków drobnych o miąższości do 20 m., leżące bezpośrednio na podłożu podczwartorzędowym. W rejonie Zabuża i Mielnika wypełniają głębokie obniżenia w podłożu kredowym i są zaburzone glacitektonicznie, miejscami złupkowacone i zlustrowane (Nitychoruk i in. 2006; Albrycht 1999). Gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 1 występują powszechnie i zawierają dużo materiału frakcji żwirowej, a wartości ich współczynników petrograficznych wynoszą 1,12-0,98-0,97 i 0,97-1,03-0,97 (Boratyn 2007). Stwierdzono w nich kry i porwaki osadów podczwartorzędowych m. in. w Lachówce Małej oraz w rejonie Zagorza (Janicki 2001). W glinach lodowcowych zlodowacenia sanu 1 występują osady mioceńskie z okruchami bursztynu (Albrycht 1999). W rejonie doliny Bugu (w okolicy Kobylan i w Brześciu) gliny lodowcowe tego zlodowacenia zachowały się w formie szczątkowej, a dalej ku E występują na międzyrzeczu Leśnej i Leśnej Prawej.

W chłodnych, lecz stabilnych warunkach klimatycznych wstępnej fazy **zlodowacenia Sanu 2** były akumulowane piaski i mułki osady zastoiskowe (Bińka 2001a, b), występują one powszechnie (Nitychoruk i in. 2007): w Lachówce Małej (miąższość 20 m), w rejonie doliny Bugu (Zabuże, gdzie są zaburzone glacitektonicznie), w rejonie Terespoła i Brześcia (pod glinami na wysokości 85-130 m n.p.m.). Erozja i akumulacja wód roztopowych zaznaczyła się lokalnie depozycją piasków i żwirów fluwioglacjalnych (Zabuże). Gliny lodowcowe zlodowacenia sanu 2 budują powierzchnię zdenudowanej wysoczyzny polodowcowej odsłaniającej się miejscami spod młodszej pokrywy osadów wodnolodowcowych na S od doliny Bugu. Na N od doliny Bugu glina ta występuje w wielu profilach wiertniczych tworząc dosyć zwarty pokład złożony z gliny ilastej z licznymi żwirami i wapniistości 11-15%. Gliny zawierają znaczną ilość wapieni paleozoicznych (do 54%), przy zawartości skał krystalicznych około 30% (Boratyn 2007). Miąższość gliny wynosi od 30-40 m w części centralnej do 20 m na S, a w dolinie Bugu jej miąższość jest zredukowana do kilkunastu metrów. Po stronie białoruskiej gliny korelowane ze zlodowaceniem sanu 2 występują w wielu otworach wiertniczych na wysokości od 100-110 do 80 m n.p.m. W okolicy Kamieńca gliny te są zaburzone glacitektonicznie i wchodzą w skład pakietów z naprzemianległymi warstwami skał kredowych, piasków oraz gliny. W glinach zlodowacenia sanu 2 wycięte są rynny, w których w interglacjale mazowieckim były akumulowane osady jeziorne. Po ustąpieniu lądolodu wody roztopowe osadziły piaski i żwiry fluwioglacjalne wypełniające zagłębienia w powierzchni starszej gliny (okolice Czepli i Towarnej Góry na Białorusi). W dolinie Muchawca spąg tej serii występuje na wysokości około 100 m n.p.m.

Osady **interglacjalu mazowieckiego** są wykształcone w postaci gytii, kredy jeziornej, mułków torfów, a niekiedy łupków bitumicznych. Występują w wielu stanowiskach i zostały dobrze udokumentowane palinologicznie. Po stronie polskiej do ważniejszych stanowisk należą: Komarno (Krupiński, Lindner 1991; Lindner, Marciniak 1997, 1998; Nitychoruk, Gałązka 2006, Albrycht i in. 1997), Grabanów (Bińka i in. 1996; Krupiński 2000; Nitychoruk, Gałązka 2006), Ossówka (Lindner i in. 1990; Nitychoruk 1994, 1996; Krupiński 1995; Lindner, Marciniak 1997; Nitychoruk, Bińka 1994, 1998; Krupiński 2000; Nitychoruk i in. 2005) i Lachówka Mała (Nitychoruk, 2000; Nitychoruk, Gałązka 2006), zaś po stronie białoruskiej stanowiska w rejonie Wysokiego: Barshchevo (Velichkevich i in. 1993), Dołbniewo (Gursky 1974), Szestakowo (Velichkevich i in. 1993) i Stawy (Krutous 1989a), w rejonie Kamienca: Szerbowo i Kokulczyce (Velichkevich i in. 1993), a na E Linowo (Motuz 1973), Chojniki, Uglany, Pieresudovichi, Sokołowo, Ogrodniki i Rzeczycza (Velichkevich i in. 1993).

Zróznicowana miąższość interglacjalnych osadów jeziornych zależy od genezy misy jeziornej. W jeziorach rynnowych – długich (kilkanaście km), wąskich i głębokich obniżeniach predysponowanych strukturami podłoża (stanowiska Ossówka, Grabanów, Wilczyn i Woskrzenice), zachodziła intensywna sedymentacja węglanowa znacznej miąższości (30-55 m). Znacznie mniejsza sedymentacja charakteryzowała jeziora wytopiskowe wypełniające niewielkie i stosunkowo płytkie zagłębienia na powierzchni wysoczyzny lodowcowej (stanowiska Komarno i Pawłów Nowy) oraz jeziora w dolinach (stanowiska Linowo w dolinie Muchawca i Szestakowo).

Z nadsciągającym ochłodzeniem reprezentującym **zlodowacenie Odry** związana jest sedymentacja zastoiskowa, będąca często kontynuacją sedymentacji jeziornej w zbiornikach jeziornych inter-

glacjału mazowieckiego m.in. Ossówka i Grabanów (Bińka 2001a). Miąższość serii zastoiskowej jest znaczna i wynosi około 20 m (Nitychoruk 2000, 2002). Również w dolinie Bugu w rejonie Małaszewicz i Terespoła występuje seria zastoiskowych iłów i mułków dokumentujących początek ochłodzenia (Krupiński 1995, Bińka 2001b). Wody roztopowe transgredującego lądolodu akumulowały piaski i żwiry fluwioglacjalne wypełniające m. in. kopalną dolinę rzeki Leśnej Prawej i obniżenia w powierzchni gliny sanu 2 na N od Mielnika. Gliny lodowcowe zlodowacenia odry występują w północnej i środkowej części omawianego terenu. Są to gliny piaszczyste ze żwirami, brązowe, a w stropowej części oliwkowe. Wartości współczynników petrograficznych wynoszą 1,56-0,70-1,28 w spągu i 2,0-0,52-1,74 w stropie (Boratyn 2007). W składzie petrograficznym przeważają wapienie północne (do 51%) nad skałami krystalicznymi (około 30%). Gliny zlodowacenia Odry odsłaniają się na powierzchni terenu jedynie w rozcięciach erozyjnych doliny Bugu w rejonie Mielnika, gdzie zawierają niewielkie kry miocenu i kredy (Janicki 2001). Dalej ku E występują w okolicy Towarnej Góry i Kamienca. Na S od doliny Bugu gliny te występują w Zabuzu, Horoszkach Dużych i Serpelicach. Cechą charakterystyczną dla tych glin jest znaczny udział skał lokalnych: wapieni, krzemieni i rogowców (Gałązka 2002; Dzierżek 2002). W Serpelicach występują na wysokości ok. 150 m n.p.m. tj. bezpośrednio na zaburzonych iłach zastoiskowych z okresu poprzedzającego nasunięcie lądolodu zlodowacenia Sanu 1. Na S od Serpelic tych glin nie stwierdzono.

Z transgresją lądolodu **stadiału Warty** związana jest akumulacja osadów fluwioglacjalnych m.in. na N od doliny Bugu i w rejonie doliny rzeki Leśnej. Gliny lodowcowe stadiału Warty występują powszechnie, na powierzchni terenu na północ od Serpelic i Mielnika, a także fragmentarycznie odsłaniają się spod młodszej pokrywy osadów fluwioglacjalnych w rejonie Brześcia i Szebrynia. Budują powierzchnie wysoczyzny lodowcowej w rejonie Wysokiego, Kamienca i dalej ku S. W profilach studziennych w Brześciu występują pokłady gliny lodowcowej piaszczystej oraz bruku z jej rozmywania. Gliny są piaszczysto-ilaste i o znacznym stopniu zwietrzienia. Zawierają więcej wapieni paleozoicznych (do 50%) niż skał krystalicznych (do 37%).

Lądolód stadiału warty dotarł najprawdopodobniej na S od Mielnika, nieznacznie przekraczając obecną dolinę Bugu. W okolicy Nepli czoło utworzyło niewielkich rozmiarów łob wypustowy, który spowodował spiętrzenie osadów glin i piasków ze żwirami. Ku E czoło lądolodu znajdowało się na E od Kamienca i doliny Leśnej. Na N od Bugu występują ciągi wzgórz czołowo morenowych w rejonie Mielnika i Zagórza. O dynamice czoła lądolodu świadczą moreny czołowe akumulacyjne (Góra Wajkowska) i spiętrzone (Góra Uczescie) (Terpiłowski, Dobrowolski 2004).

Formy szczelinowe oraz ozy znajdują się głównie w NE części omawianego obszaru w rejonie Krasnej Wsi, Pokaniewa, Bociek i Czeremchy. Często towarzyszą wytopiskom lub południowo zorientowanej dolinie (na wschód od Milejczyce). Wokół wytopisk występują moreny martwego lodu, a same wytopiska wypełniają ily i mułki. Piaski i żwiry fluwioglacjalne związane z odpływem wód roztopowych podczas deglacjacji występują powszechnie na powierzchni terenu. Ich miąższość wynosi od kilku metrów na N do kilkunastu w strefie ekstraglacjalnej (okolice Białej Podlaskiej). Na E towarzyszą dolinom mniejszych cieków lub rzek (np. Leśnej Prawej), które pełniły rolę odpływu proglacjalnego.

W **interglacjale eemskim** istniały na wysoczyźnie i sandrach niewielkie izolowane jeziorna wypełniające zagłębienia terenu po dawnych wytopiskach. W Horoszkach Dużych, gdzie udokumentowano zapis późnego glacjału zlodowacenia Odry oraz pełną sukcesję florystyczną interglacjału, a także zapis zmian klimatycznych wczesnego glacjału zlodowacenia Wisły (Granoszewski 2003). Na N osady jeziorne stwierdzono w stanowiskach Choroszczewo i Boćki (Kupryjanowicz 2005) oraz Milejczyce (Bińka 2006). Miąższość osadów organicznych wynosi 2-7 m (Boratyn 2007). Po stronie białoruskiej stanowiska osadów interglacjału murawińskiego znane są z rejonu Małoryty na S od Kobrynia oraz w Zelwie i Czepielewie w dolinie Szczary.

W czasie **zlodowacenia Wisły** obszar znajdował się w strefie ekstraglacjalnej. W dolinach Bugu i Krzny akumulowane były piaski, żwiry i mułki tarasów nadzalewowych na wysokości 136-130 m n.p.m. w dolinie Bugu (2-5 m n.p. rzeki), a 130-131 m n.p.m. w dolinie Krzny (1-2 m n.p. rzeki). Największą miąższość osadów (17 m) stwierdzono w okolicy Terespoła. W dawnych wytopiskach aku-

mulowane były piaski ze żwirami i mułki jeziorne oraz rzeczne. U schyłku glacjału obniżenia zostały wypełnione osadami deluwialno-jeziornymi, a odsłonięte powierzchnie sandrowe były przewiewane, tworzyły się wydmy i pokrywy piasków przewianych.

W **holocenie** w dnach dolin rzecznych tworzyły się osady tarasów zalewowych, a w dnach mniejszych cieków namuły torfiaste i piaszczyste. Torfy wypełniają zagłębienia bezodpływowe, miejscami tworząc rozległe równiny torfowe.

Wiek ka BP	stratygrafia	EUROPA ZACHODNIA	POLSKA	BIALORUŚ	MIS
11,7	holocen	holocen	holocen	holocen	1
130	plejstocen górny	weichsel	wisła	poozierie	2-5d
		eem	eem	murava	5e
420	plejstocen środkowy	saale (drenthe+warthe)	odra (odra+warta)	prypeć (dniepr+soż)	6
		schöningen	lublin		7
			krzna		8
		wacken	zbójno		9
		fuhne	liwiec		10
		holstein	mazowsze	aleksandria	11
780	plejstocen środkowy	elstera	san 2	berezyna	12
		kromer IV	ferdynandów	białowieża	13
		glacjał C			14
		kromer III			15
		glacjał B	san 1	narew	16
		kromer II	podlasie	brest	17
glacjał A	18				
900	plejstocen dolny	kromer I	podlasie	brest	19
					20
		dorst	nida		21
					22

Fig. 1. Podział stratygraficzny czwartorzędu Polski i Białorusi według Marksa i in. (w druku)