



PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

RYSZARDA CHMAL, EWA BARTCZAK

Główny koordynator Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski — W. MORAWSKI
Koordynator regionu Polski zachodniej — B. PRZYBYLSKI

OBJAŚNIENIA

DO SZCZEGÓŁOWEJ MAPY GEOLOGICZNEJ

POLSKI

1 : 50 000

Arkusz Wyrzysk (316)
(z 1 fig., 1 tab. i 2 tabl.)



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA



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

WARSZAWA 2015

Autorki: Ryszarda CHMAL, Ewa BARTCZAK
Przedsiębiorstwo Geologiczne we Wrocławiu PROXIMA SA,
ul. Kwidzyńska 71, 51-415 Wrocław

Redakcja merytoryczna: Agnieszka ŁUKASIK

Akceptował do udostępniania
Dyrektor ds. państwowej służby geologicznej
mgr inż. A. PRZYBYCIN

ISBN 978-83-7863-441-6

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2015

Przygotowanie wersji cyfrowej: Ewa ŚLUSARCZYK-KRAWIEC, Sebastian GURAJ

SPIS TREŚCI

| | |
|---|----|
| I. Wstęp | 5 |
| II. Ukształtowanie powierzchni terenu | 8 |
| III. Budowa geologiczna | 14 |
| A. Stratygrafia | 14 |
| 1. Jura | 14 |
| a. Jura dolna | 14 |
| b. Jura górna | 14 |
| 2. Kreda | 15 |
| a. Kreda dolna | 15 |
| 3. Paleogen | 15 |
| a. Oligocen | 15 |
| Oligocen dolny | 15 |
| Oligocen górny | 16 |
| 4. Neogen | 16 |
| a. Miocen | 16 |
| Miocen dolny | 16 |
| Miocen dolny + środkowy | 17 |
| Miocen środkowy | 18 |
| Miocen środkowy–górny | 20 |
| 5. Czwartorzęd | 20 |
| a. Plejstocen | 20 |
| Zlodowacenia południowopolskie | 21 |
| Zlodowacenie Sanu 2 | 21 |
| Interglacjał wielki | 22 |
| Zlodowacenia środkowopolskie | 22 |

| | |
|--|----|
| Zlodowacenie Odry | 22 |
| Interglacjał lubawski | 24 |
| Zlodowacenie Warty | 25 |
| Stadiał środkowy (?) | 25 |
| Interstadiał | 28 |
| Stadiał górny (?) | 28 |
| Interglacjał eemski | 31 |
| Zlodowacenia północnopolskie | 32 |
| Zlodowacenie Wisły | 32 |
| Stadiał górny (?) | 34 |
| b. Czwartorzęd nierozdzielony | 39 |
| c. Holocen | 40 |
| B. Tektonika i rzeźba podłoża czwartorzędu | 42 |
| C. Rozwój budowy geologicznej | 44 |
| IV. Podsumowanie | 51 |
| Literatura | 53 |

SPIS TABLIC

Tablica I – Szkic geomorfologiczny w skali 1:100 000

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

I. WSTĘP

Położenie arkusza Wyrzysk Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (SMGP) określają następujące współrzędne geograficzne: 17°15'–17°30' długości geograficznej wschodniej i 53°00'–53°10' szerokości geograficznej północnej.

Pod względem administracyjnym omawiany obszar (o powierzchni 311 km²) należy do dwóch województw – wielkopolskiego, w obrębie powiatów: pilskiego (gmina Wyrzysk), chodzieskiego (gmina Szamocin) i wągrowieckiego (gmina Gołańcz) oraz do kujawsko-pomorskiego, na obszarze powiatu nakielskiego (gminy Sadki i Kcynia).

Największymi skupiskami ludności na tym terenie są miasto Wyrzysk i Osiek nad Notecią – jedna z rozleglejszych wsi w Polsce (4 tys. mieszkańców). Sieć dróg, poza doliną Noteci, jest dobrze rozwinięta. Wyrzysk z Piłą i Bydgoszczą łączy droga krajowa nr 10 Szczecin–Warszawa. Pozostałe drogi mają charakter lokalny. Na północ od Noteci, przez Sadki i Osiek nad Notecią, przebiega linia kolejowa Piła–Bydgoszcz.

Ponad 60% powierzchni gmin Wyrzysk i Sadki zajmuje strefa krajobrazu chronionego (m.in. rezerwy Zielona Góra i Borek) oraz specjalne obszary ochrony (SOO) w ramach programu Natura 2000 – Dolina Noteci, Dębowa Góra i Dolina Łobżonki. Również w północnej części gmin Kcynia (miejscowości: Paulina, Kowalewko, Folwark, Weronika, Piotrowo, Ludwikowo i Mieczkowo), Gołańcz i Szamocin oraz na południu gmin Sadki i Wyrzysk ustanowiono obszar specjalnej ochrony ptaków (OSO) objęty programem Natura 2000, o nazwie Dolina Środkowej Noteci i Kanału Bydgoskiego.

Udział lasów w roślinności porastającej obszar arkusza jest niewielki. W dolinie Noteci występują głównie użytki zielone. Na pozostałej części obszaru badań jest prowadzona gospodarka rolna i hodowlana. W Wyrzysku działają zakłady przemysłu maszynowego i dziewiarskiego, a w Osieku nad Notecią – duża, nowoczesna cegielnia.

Arkusz Wyrzysk SMGP opracowano w latach 2006–2009 na podstawie projektu prac geologicznych (Kasprzak, 1995) zatwierdzonego przez Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa decyzją KOK/36/96 z dnia 29.07.1996 r.

Terenowe prace kartograficzne prowadzono w latach 2006–2008. Odwiercono 2168 m sond mechanicznych i ręcznych. Opisano 53 odsłonięcia. Na 1 km² przypadają średnio cztery punkty dokumentacyjne. Zgodnie z założeniami projektowymi wykonano cztery otwory badawcze dla SMGP (kartograficzne). Są to otwory: Wyrzysk Wyr/1 (otw. 4) o głębokości 119,0 m, Osiek nad Notecią Wyr/2 (otw. 42) o głębokości 46,0 m, Smogulec Wyr/3 (otw. 75) o głębokości 76,0 m i Chojna Wyr/4 (otw. 85) o głębokości 100,0 m. Ich profile przedstawiono na [figurze 1](#). Zebrano i przeanalizowano karty około 700 wierceń hydrogeologicznych, surowcowych, geologiczno-inżynierskich i badawczych, z których 501 naniesiono na mapę dokumentacyjną. Na mapie geologicznej zaznaczono 106 otworów wiertniczych.

Z rdzeni otworów kartograficznych pobrano próbki do analiz granulometryczno-petrograficznych (120 próbek) oraz palinologicznych (15 próbek). Badania litologiczno-petrograficzne objęły analizy uziarnienia, składu petrograficznego żwirów z glin zwałowych i ich wapnistości, a także analizy minerałów ciężkich oraz stopnia obtoczenia ziarn kwarcu. Badania petrograficzne przeprowadzili Dobosz i Ryszkiewicz (2009), a palinologiczne – Kuszell (2008).

Geologia i geomorfologia omawianego regionu były przedmiotem zainteresowania wielu badaczy. Litostratygrafia i paleogeografia kompleksu permo-mezozoicznego została omówiona w pracach: Pożaryskiego (1952), Znoski (1957, 1969), Dadleza (1958, 1969, 1973, 1987), Dembowskiej (1959, 1979), Pietrenki (1961), Dadleza i Dembowskiej (1963, 1965) oraz Raczyńskiej (1987). Zagadnienia tektoniczne w regionalnym ujęciu przedstawiają w swoich publikacjach: Sokołowski i Znosko (1959, 1960), Pożaryski (1964, 1969, 1974), Sokołowski (1966), Znosko (1966), Dadlez i Marek (1969, 1974), Dadlez (1974, 1980), Marek i Raczyńska (1974) oraz Raczyńska i Sokołowski (1987). W zakresie analizy facjalnej i paleogeograficznej osadów neogeńskich i paleogeńskich wyróżniają się opracowania: Jentzscha (1896, 1913, 1927), Łyczewskiej (1958), Woźnego (1965), Grabowskiej (1965, 1974), Ciuka (1970, 1974), Grabowskiej i Piwockiego (1975), Piwockiego (1972, 1973a, b, 1978, 1991, 1992, 1998, 2004), Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995, 1997) oraz Piwockiego i innych (2004). Badania związane z geologią i geomorfologią czwartorzędu omawianego obszaru rozpoczęli już w połowie XIX w. badacze niemieccy. Do czasów pierwszej wojny światowej koncentrowały się one głównie na ustaleniu pochodzenia Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej oraz genezy i wieku ciągu wzgórz morenowych na terenie Pomorza Zachodniego. Do ważniejszych pozycji literatury z okresu przed- i międzywojennego należą opracowania Keilhacka (1893, 1904, 1909), Maasa (1901, 1904), Deecke (1907), Assmana (1913), Cramera (1915a, b), Korna (1915a, b), Linstowa (1922) i Woldstedta (1925, 1932, 1935), a także prace polskich autorów: Lencewicza (1923, 1926),

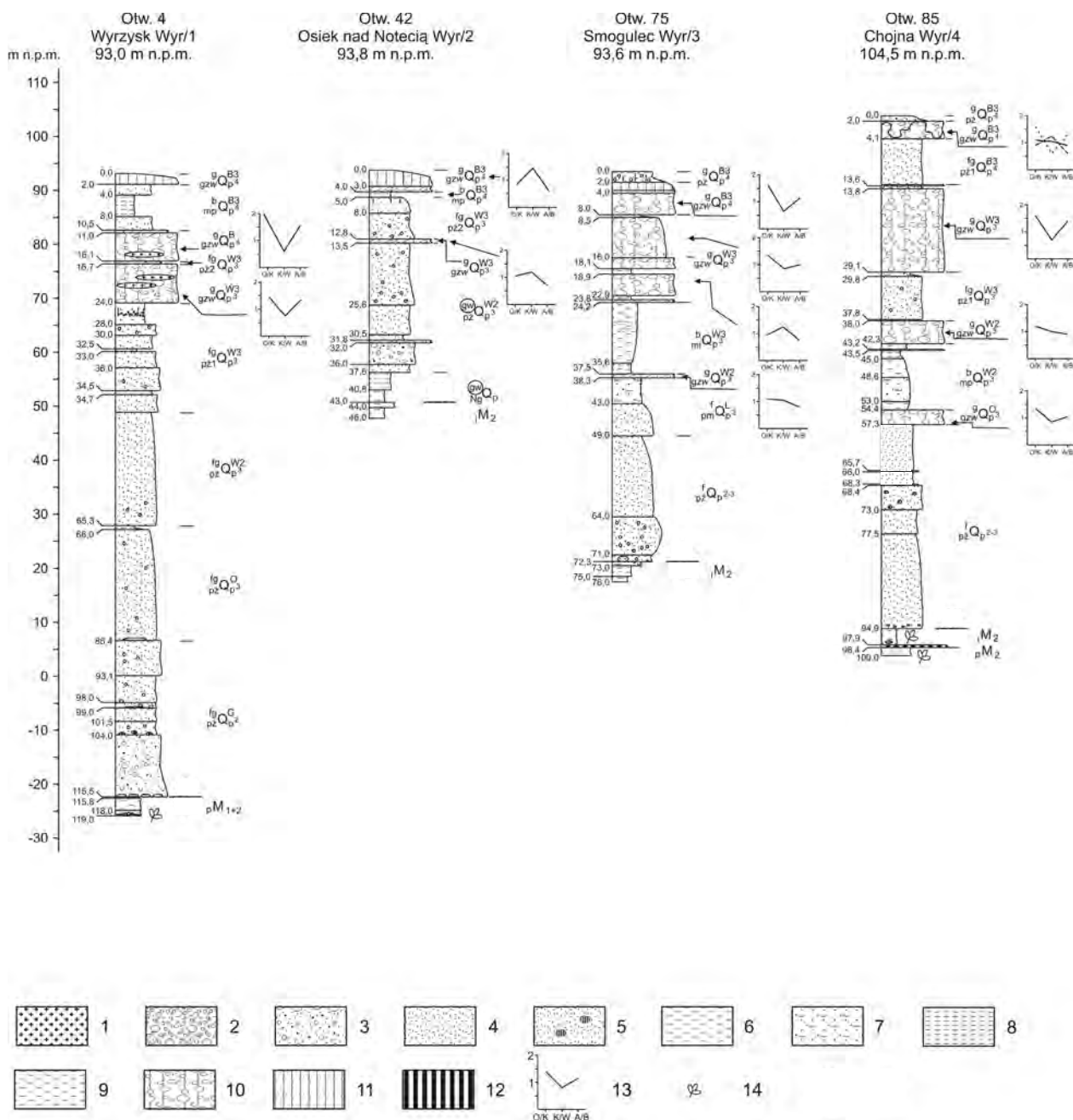


Fig. 1. Zestawienie otworów badawczych dla SMGP (kartograficznych)

1 — głązy, 2 — żwiry, 3 — piaski i żwiry, 4 — piaski, 5 — piaski z okruskami lignitu, 6 — mułki, 7 — mułki piaszczyste, 8 — mułki ilaste, 9 — ility, 10 — gliny zwałowe, 11 — gliny piaszczyste, 12 — węgiel brunatny, 13 — wykresy współczynników petrograficznych, 14 — znaleziska flory kopalnej; liczba oznacza głębokość występowania osadów w metrach, pozostałe symbole jak na mapie geologicznej

Srokowskiego (1927), Makowskiego (1931) oraz Pawłowskiego (1931, 1934, 1937). Większość opracowań dotyczących geologii i paleogeografii utworów czwartorzędu powstało już po 1945 r. Są to prace, które przedstawiają problematykę geologiczno-geomorfologiczną, najczęściej w kontekście regionalnym. Należy tu wymienić opracowania: Krygowskiego (1952, red. 1953, 1956, 1961, 1962, 1967, 1972, 1975), Ciuka (1955), Bartkowskiego (1957, 1965, 1967, 1968, 1972), Galona (1952, 1961, 1968a, b, 1969, 1972a, b, 1982), Kozarskiego i Szupryczyńskiego (1958), Pilarczyka (1958, 1962), Łyczewskiej (1964), Galona i Roszkówny (1967), Roszkówny (1968), Kozarskiego

(1959a, b, 1962, 1963, 1965, 1980, 1981, 1986, 1991, 1993, 1995), Siliwończuka (1977), Kozarskiego i Rotnickiego (1978), Kasprzaka i Kozarskiego (1985, 1989) oraz Kozarskiego i Nowaczyka (1985). Litologia i stratygrafia występujących na terenie badań utworów czwartorzędowych została omówiona w opracowaniach: Wodniczki (1948), Szupryczyńskiego (1958, 1966), Przybylskiego (1961), Churskiego (1964, 1971), Churskiej (1966), Mojskiego (1968, 1969, 1979, 1980, 1984, 1999, 2005), Włodka (1980), Nowaczyka (1986), Dąbrowskiego i innych (1987), Dzierżka (1994, 1997) oraz Ratajczak (2007a, b). Natomiast podczas ustalania stratygrafii osadów kenozoicznych oraz szkicowania wizji rozwoju paleogeograficznego omawianego rejonu cenne okazały się prace Rühlego (1954), Środonia (1954), Gądomskiej (1957), Karaszewskiego (1973), Drozdowskiego (1980, 1982), Makowskiej (1980, 1982, 1984, 1986, 1992), Niewiarowskiego (1987, 2003), Wiśniewskiego (1982, 1990) oraz Dzierżka i Olszewskiej (1993). Badania litologiczno-petrograficzne glin zwałowych w niedalekim sąsiedztwie obszaru arkusza były prowadzone przez Böse i Górską (1995), Górską (1995), Petterssona (1997, 2002) oraz Kenig (2004).

Spośród dokumentacji związanych z obszarem arkusza Wyrzysk duże znaczenie mają prace traktujące o złożach węgla brunatnego, występującego w rejonie Wysokiej (Piwocki, 1972). Pomocnymi przy tworzeniu geologiczno-kartograficznego ujęcia omawianego obszaru badań były wcześniej wydane arkusze SMGP, obejmujące dolinę Noteci oraz fragmenty wysoczyzny leżące na północ i południe od niej (Butrymowicz, Włodek 2012a, b; Listkowska, 1986, 1988; Uniejewska, Nosek, 1990a, b, 1992, 1993; Włodek, 2003a, b). Teren arkusza Wyrzysk SMGP znajduje się w obrębie obszaru objętego Mapą Geologiczną Polski 1:200 000, arkusz Nakło (Uniejewska, Nosek, 1978; Uniejewska, Włodek, 1978), do którego objaśnienia opracowali Uniejewska i inni (1979). Z wykorzystanych opracowań kartograficznych należy jeszcze wymienić: Mapę Geologiczną Polski 1:500 000, przedstawiającą podłoże podkenozoiczne (Osika i in., 1972), Mapę Hydrogeologiczną Polski 1:50 000, arkusz Wyrzysk (Waluszko, Pasierowska, 2002a, b), a także Mapę Geośrodowiskową Polski 1:50 000 (Gągol i in., 2005a, b).

II. UKSZTAŁTOWANIE POWIERZCHNI TERENU

Główny element geomorfologiczny na omawianym obszarze, pradolina Noteci, stanowi część makroregionu Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Na obszarze arkusza, w obrębie wspomnianego makroregionu, rozciąga się równoleżnikowo mezoregion o nazwie Dolina Środkowej Noteci. Na północ i na południe od tej formy pradolinnej występują obszary dwóch mezoregionów, tworzące fragmenty wysoczyzny, a które Kondracki (2009) nazwał odpowiednio – Pojezierzem Krajeńskim (makroregion Pojezierze Południowopomorskie) i Pojezierzem Chodzieskim (makroregion Pojezierze Wielkopolskie). W niniejszym opracowaniu będą stosowane nazwy mikroregionalne – pradolina Noteci, Wysoczyzna Krajeńska i Wysoczyzna Chodzieska.

Na terenie arkusza Wyrzysk kulminacje stanowią wzgórza moren czołowych. Na Wysoczyźnie Krajeńskiej jest to jedno z wyniesień (190,2 m n.p.m.) moreny czołowej spiętrzonej o nazwie Dębowa Góra, rozciągającej się na zachód od Osieka nad Notecią, a na Wysoczyźnie Chodzieskiej – szczyt moreny spiętrzonej w rejonie Dębogóry (161,9 m n.p.m.). Najniżej usytuowany obszar leży przy zachodniej granicy terenu badań, w korycie rzeki Noteć znajdującym się na wysokości 48,7 m n.p.m.

Północną część obszaru arkusza zajmuje Wysoczyzna Krajeńska. Jest to obszerna strefa wysoczyzny morenowej płaskiej (tabl. I), położona na wysokości około 90–109 m n.p.m. Jedynie w zachodniej części obszaru, na południe od Polanowa, jej niewielki fragment przyjmuje charakter wysoczyzny morenowej falistej. W jej obrębie występują płaty równin sandrowych i wodnolodowcowych oraz zastoi skowych, a także nieliczne pagórki kemów o wysokości nieprzekraczającej kilka metrów. Wysoczyznę rozcinają rynnysubglacialne z okresu zlodowacenia Wisły. Współcześnie uległy one częściowemu przekształceniu przez rzeki: Łobżonkę, Orłę i Rokitkę. Szczególnie jest to widoczne w rynnach, w zachodniej części terenu, gdzie Łobżonka i Orła wycięły w jej dnie swoje tarasy rzeczne.

W północno-zachodniej części omawianego obszaru znajduje się największe wzgórze morenowe na obszarze arkusza — morena czołowa spiętrzona o nazwie Dębowa Góra. Stanowi ona jedną z wielu form tego typu występujących na północ od pradoliny Noteci. Wzgórze to buduje składająca się z utworów podłoża podczwartorzędowego starsza struktura, na którą zostały nałożone osady moreny czołowej akumulacyjnej z okresu zlodowacenia Wisły. Nie można wykluczyć, że lądolód zlodowacenia Wisły częściowo je spiętrzył. Najwyższe ze wzniesień Dębowej Góry, położone w rezerwacie Zielona Góra, już na terenie arkusza Szamocin SMGP, osiąga wysokość 192,5 m n.p.m. (ok. 95 m wysokości względnej). Powierzchnia Dębowej Góry jest bardzo pofałdowana; urozmaicają ją duże ilości zagłębień wytopiskowych i wcięć erozyjnych, pomiędzy którymi występują izolowane pagóry denudacyjne. Już Woldstedt (1935) na obszarze mapy geologiczno-geomorfologicznej północnej części Niemiec zaznaczył Dębową Górę jako morenę końcową i rozpoznał w tym miejscu powierzchniowe spiętrzenia glacitektoniczne. Dokładną analizę geologiczno-geomorfologiczną Dębowej Góry przeprowadził Szupryczyński (1958). Z kolei Kozarski (1962) wiąże powstanie nadnoteckiego ciągu wzgórz z tak zwaną oscylacją wyrzyską.

W wyniku zerodowania południowego zbocza Wysoczyzny Krajeńskiej powstały doliny Łobżonki i Rokitki. Rzeki te rozcięły także tarasy pradolinne, sięgając aż do tarasu rzecznej Noteci. Doliny Łobżonki i jej lewobrzeżnego dopływu – Orli mają dwudzielny system tarasowy (tarasy akumulacyjne zalewowy i nadzalewowy). Wyższy taras (nadzalewowy) występuje na wysokości 3,0–4,0 m, a niższy (zalewowy) – 1,0–2,5 m n.p. rzeki. Taras niższy w dolinie Łobżonki, w dnie pradoliny Noteci, przechodzi w stożek napływowy (na wschód od Osieka nad Notecią). Osady

budujące ten stożek zostały zakumulowane w rozcięciu erozyjnym, które powstało w obrębie dwóch najwyższych tarasów pradolinnych. Natomiast stożki napływowe u wylotu Rokitki i bezimiennego ciek w okolicy Łodzi i Anielina są młodszej generacji. Stożek leżący na terenie między Łodzią a Anielinem zajmuje strefę dwóch tarasów pradolinnych Noteci – większa jego część rozpościera się na powierzchni tarasu III, na wysokości 3,0–6,0 m n.p. Noteci i tylko nieznacznie wkracza na obszar tarasu IV (1,5–3,0 m n.p. Noteci).

Pradolina Noteci stanowi obszar występowania głównie form akumulacji rzecznej i wodno-lodowcowej. W jej dnie wydzielono cztery t a r a s y p r a d o l i n n e i jeden taras akumulacyjny (zalewowy) oraz formy drugorzędne, powstałe na skutek procesów erozyjnych i stokowych działających w strefie jej zboczy.

Najwyżej położony taras pradolinny (I) wznosi się na wysokość 9,0–12,0 m n.p. Noteci i na 63–65 m n.p.m. Na terenie sąsiedniego arkusza Nakło nad Notecią SMGP Włodek (2003a, b) wysokość tego tarasu określił na 12,0–15,0 m n.p. Noteci.

Kolejny taras pradolinny (II) występuje na wysokości 6,0–9,0 m n.p. Noteci. Na mapie obszaru arkusza Nakło nad Notecią (Włodek, (2003a, b) odpowiada on tarasowi wznoszącemu się na 6,0–8,0 m n.p. rzeki. Tarasy I i II występują tylko w strefie położonej na północ od osi współczesnej doliny Noteci.

Wydzielono także jeszcze niżej położony taras pradolinny (III) o wysokości względnej 3,0–6,0 m n.p. Noteci. Na północ od Noteci zachował się on w czterech izolowanych płatach, rozdzielonych dolinami Łobzonki, Rokitki i bezimiennego ciek przepływającego w okolicach Anielina. W rejonie Anielina dodatkowo na powierzchni tarasu III rozpościera się duży stożek napływowy. Po południowej stronie doliny Noteci pojawia się on w okolicy Nowego Dworu i jest rozcięty doliną Kcyninki.

Najniższy taras pradolinny (IV) rozpościera się na wysokości 1,5–3,0 m n.p. Noteci. Taras ten występuje w partiach marginalnych pradoliny (część południowa) i w postaci ostańców erozyjnych zlokalizowanych w rejonie Żuławki lub Wyciągu, gdzie jest on zbudowany z utworów piaszczystych. Na przeważającym obszarze pojawia się on pod pokrywą torfów o średniej miąższości 2 m, dlatego też można stwierdzić, iż dwa najniższe tarasy pradolinne (III i IV) uległy w dużej mierze przekształceniu w r ó w n i n y t o r f o w e. Po południowej stronie doliny Noteci na tarasy te wkraczają aluwia, tworząc stożki napływowe. Na największych z nich umiejscowiono Ludwikowo. Na północ od Mieczkowa na utworach stożków zalegają piaski wydmy, nazwanej na mapach topograficznych Zamczyskiem. Pierwotnie była to wydma paraboliczna, jednak jej środkowa część została wyerodowana. Obecnie przyjęła ona postać dwóch izolowanych wałów.

Taras rzeczny przykorytowy (zalewowy) występuje na wysokości 1,0–1,5 m n.p. Noteci. Tylko lokalnie budują go osady mineralne, a na większości odcinków dna doliny Noteci, będącej doliną odziedziczoną po formie pradolinnej, dominują osady organogeniczne. Taras zalewowy w omawianej

dolinie wydzielono biorąc pod uwagę zasięg strefy starorzeczy i łańcuch meandrowych Noteci. W wielu miejscach amfiteatry starorzeczy te same rzeki zostały wyerodowane w torfach i namulach torfiastych.

Północne zbocza pradoliny Noteci, będące skarpą Wysoczyzny Krajeńskiej, wznoszą się na wysokość względną około 20–30 m. Charakteryzują je bardzo duże spadki, dochodzące miejscami do 15°. Zostały one rozcięte licznymi suchymi dolinami denudacyjnymi. Procesy wynoszenia osadów z dolin oraz ich spłukiwanie i spełzywanie na stokach rozdzielających te formy dolinne doprowadziły do powstania w strefie podstokowej pokryw deluwialnych. U wylotów suchych dolin denudacyjnych pokrywy te tworzą stożki zbudowane z osadów deluwialnych, które wkraczają na powierzchnię tarasów pradolinnych, miejscami na odległość 200–300 m. U podstawy południowego zbocza pradoliny Noteci, odznaczającego się niższą wysokością względną (15–25 m), strefa deluwiów jest nieznacznie węższa od zasięgu pasa osadów tego typu na północnym obrzeżeniu formy pradolinnej.

W dolinie pradoliny Noteci skartowano dwa ostańce erozyjne zbudowane z piasków zwałowych i głazów lodowcowych. Na obszarze arkusza Nakło Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Uniejewska, Włodek, 1978; Uniejewska i in., 1979) ostańce te wydzielono jako formy zbudowane z piasków i żwirów rzecznych. Powstanie pierwszego z nich, znajdującego się bardziej na zachód (koło Jadwiżyna), przypadło na czas fazy pomorskiej (wg Instrukcji... z 1996 r.) zlodowacenia Wisły, a drugiego (na wschód od Jadwiżyna) – nieokreślonej fazy tego samego zlodowacenia. Wierzchowina tych ostańców wznosi się o kilka metrów wyżej od poziomu najwyższego tarasu pradolinnego i występują na niej zagłębienia wytopiskowe o głębokości dochodzącej do około 7 m, a także głazy narzutowe.

Do obszaru pradoliny włączono (Kondracki, 2009) fragment wysoczyzny morenowej zlodowacenia Wisły, leżący na południe od jej dna. Teren ten wznosi się na około 65–75 m n.p.m. W dotychczasowych publikacjach przedstawiano go jako taras rzeczny z fazy pomorskiej (Uniejewska, Włodek, 1978; Uniejewska i in., 1979) lub jako jeden z tarasów pradolinnych (Kozarski, Szupryczyński, 1958; Galon, 1961, 1968a, b; Kozarski, 1961, 1962, 1965). Następnie na obszarze sąsiadującego od wschodu arkusza Nakło nad Notecią SMGP Włodek (2003a, b) wyróżnił w jego obrębie piaski rzeczne tarasów pradolinnych na wysokości 6,0–8,0 m n.p. rzeki (taras III) i żwiry, piaski i głazy rezydualne oraz kilka płatów glin zwałowych ze stadiału górnego zlodowacenia Wisły, wchodzące w skład tarasu na wysokości 12,0–15,0 m n.p. rzeki Noteci (taras I + II). Jednakże taka interpretacja zastosowana w przedstawieniu rzeźby na obszarze arkusza Wyrzysk nie znajduje potwierdzenia z kilku powodów, przedstawionych poniżej. Po pierwsze, występuje tu rzeźba typowa dla wysoczyzny morenowej w postaci pagórków morenowych i owalnych zagłębień bezodpływowych o długości około 100–150 m. Są to niewątpliwie zagłębienia powstałe po martwym lodzie. Ich głębokości wahają się od 2 do ponad 8 m. Przykładem najgłębszych z nich mogą być zagłębienia znajdujące się na południe od

Kowalewka-Folwarku (8,6 m) i na wschód od Mieczkowa (7,5 m). Gdyby w tej strefie istniał ruch wód pradolinnych, zagłębienia tej wielkości musiałyby zostać wypełnione osadami – spływ wodny mógł odbywać się po powierzchni martwego lodu, który wytopił się później. Po drugie, skarpa oddzielająca dno pradoliny od omawianej partii wysoczyzny na całej długości, z wyjątkiem liniowych rozcięć erozyjnych, wznosi się na wysokość względną 15–20 m czyli o kilka metrów wyżej od wysokości poziomu najwyższego tarasu pradolinowego Noteci, powszechnie podawanej w literaturze. Ostatecznie po trzecie, w osadach tworzących niższy poziom morfologiczny pojawiają się w przewodzie struktury i tekstury typowe dla piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz wodnomorenowych, a także glin zwałowych.

W ogólnej morfologii omówiony wyżej obszar stanowi niższy poziom wysoczyzny morenowej płaskiej, ukształtowanej w czasie zlodowacenia Wisły. Od północy jest on ograniczony stromą krawędzią o wysokości około 16–20 m powyżej powierzchni równin torfowych, wkraczających na plejstocénskie tarasy pradolinne w dolinie Noteci. Ponad poziom omawianej wysoczyzny wznoszą się kemy, otoczone równinami wodnolodowcowymi, których powierzchnię urozmaicają formy pochodzenia eolicznego (w y d m y o wysokości kilku metrów oraz r ó w n i n y p i a s k ó w p r z e w i a n y c h) oraz duża ilość zagłębień po martwym lodzie, czasem wypełnionych torfami. Wysoczyznę rozcinają dolinki denudacyjne lub doliny niewielkich cieków.

W tym rejonie problem stanowi także geneza dużego obniżenia (niecki) w południowo-wschodniej części obszaru arkusza. Jego dno, wypełnione torfami, znajduje się na wysokości 58 m n.p.m., czyli około 7 m poniżej poziomu najwyższego tarasu pradolinowego. Przeważająca część niecki znajduje się na terenie sąsiedniego arkusza Nakło nad Notecią SMGP, gdzie jej wypełnienie stanowią torfy, gytie oraz kreda jeziorna. Obszar ten pozostał prawdopodobnie po dnie jeziora, które zostało naturalnie zdrenowane, dzięki czemu utworzył się przełom dolinny uchodzący do pradoliny Noteci w Kowalewku-Folwarku.

Południowy skraj omawianego terenu przylega do skarpy Wysoczyzny Chodzieskiej. Krawędź tę można nazwać kopalnym zboczem pradoliny Noteci, ukształtowanym erozyjnie przed awansem łądolodu w stadiale górnym ostatniego zlodowacenia. Zbocze to, o wysokości 15–30 m, stanowi rozległą s t r e f ę d e g r a d a c j i. Materiał klastyczny, powstały w procesach denudacji, jest akumulowany u jego podstawy, wyznaczając zasięgi s t r e f a g r a d a c j i. W rejonie Gromadna zbocze wysoczyzny ma charakter d ł u g i c h s t o k ó w o wysokości około 20 m, a na całej jego rozciągłości jest one porozcinane przez d o l i n k i d e n u d a c y j n e, zakończone stożkami napływowymi wkraczającymi na obszar niższego poziomu wysoczyznowego w pradolinie Noteci.

Wysoczyzna Chodzieska stanowi wyższy poziom wysoczyzny morenowej w strefie położonej na południe od Noteci, na wysokości 95–115 m n.p.m. Przeważnie ma ona charakter wysoczyzny

płaskiej, jedynie na południe i południowy wschód od Smogulca oraz na wschód od Gromadna – falistej. Na jej powierzchni występuje ciąg pagórków i wzgórz, znany w literaturze jako Pagórki Chodzieskie (Krygowski, 1956). Ich szczyty są położone najczęściej na wysokości 130–140 m n.p.m. Najwyższa z tych kulminacji, w rejonie Słupowej, osiąga wysokość 152,6 m, a w okolicy Dębogóry – 161,9 m n.p.m. Wysokość względna tych form wynosi 30–40 m, a w rejonie Dębogóry przekracza 60 m. Jako moreny czołowe, przeważnie spiętrzone, wyznaczają one – zdaniem Kozarskiego (1981, 1993), Kasprzaka i Kozarskiego (1985), Kozarskiego i Nowaczyka (1985) oraz Kozarskiego i Kasprzaka (1987) – obszar zasięgu lądolodu zlodowacenia Wisły w subfazie chodzieskiej. Po wewnętrznej stronie pasma moren, w pobliżu krawędzi wysoczyzny morenowej, przebiega pas pagórków kemowych w formie wałów rozciągających się w kierunku W–E i o wysokości względnej od kilku do kilkunastu metrów. Na poziomie wysoczyzny morenowej, na wysokości około 95–105 m n.p.m., występują równiny wodnolodowcowe. Największe powierzchnie zajmują one na południe od Dębogóry oraz w zachodniej części wysoczyzny, wzdłuż dolin Kcyninki i Młynówki Borowskiej. Na ich powierzchni wznoszą się do wysokości 12 m wydmy o wydłużonych lub parabolicznych kształtach. Towarzyszą im równiny piasków przewianych. Niezbyt wysokie wydmy spotyka się również na północ od Smogulca oraz na zachód od Dębogóry, gdzie występują na powierzchni wysoczyzny morenowej. W zachodniej części wysoczyzny przebiega rynna subglacjalna, wcięta na głębokość ponad 25 m i wykorzystana przez Kcyninkę. Lokalnie zbocza rynny rozcinają dolinki denudacyjne. Na długich odcinkach stanowią one strefy degradacji materiału klastycznego, w efekcie czego u podstawy ich stoków zalegają pokrywy osadów deluwialnych.

Głównymi elementami hydrograficznymi na obszarze arkusza Wyrzysk jest rzeka Noteć oraz jej dopływy prawobrzeżne – Łobżonka (łącznie z Orlą) i Rokitka, oraz lewobrzeżne – Kcyninka i bezimienny ciek przepływający przez Ludwikowo. Średni poziom wody w korycie Noteci przy wschodniej granicy omawianego terenu występuje na wysokości 52,7 m n.p.m., natomiast przy zachodniej – na 48,7 m n.p.m. Noteć została skanalizowana i w 1774 r. połączona Kanałem Bydgoskim z Brdą i Wisłą. Wówczas odcięto także liczne meandry koryta Noteci, które obecnie stanowią zespół przeważnie suchych starorzeczy. Średni spadek Noteci wynosi zaledwie 0,024‰. Spadek rzeczywisty jest jeszcze mniejszy, bowiem w środkowej części obszaru arkusza koryto Noteci zostało przełożone na wyższy taras i zabudowane śluzą oraz zaporą o wysokości 2,5 m.

Już od XVIII w. w dolnym odcinku biegu Łobżonki, gdzie rzeka ta rozcina tarasy pradolinne, budowano g r o b l e stawów do hodowli ryb. Podobne prace, ale na mniejszą skalę, wykonywano w dolnym odcinku koryt Rokitki i Kcyninki. Obszar zajęty przez d n a s t a w ó w stopniowo się zwiększał, szczególnie intensywnie w ostatnim trzydziestoleciu, i nadal jest on rozbudowywany.

Dno doliny Noteci zostało zmeliorowane gęstą siecią rowów, które nie tylko odprowadzają wodę z podmokłych łąk, lecz także dostarczają ją do stawów rybnych. Ich układ jest na tyle skomplikowany, że współcześnie nie można wytyczyć dolnych odcinków dolin Łobżonki, Rokitki czy Kcyninki i ich ujść do Noteci.

III. BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar arkusza leży na południowym skraju wału kujawsko-pomorskiego. W tym rejonie podłoże kenozoiczne budują utwory jury i kredy. Najgłębszy otwór wiertniczy Kcynia IG-1 (otw. 104), usytuowany w rejonie Stalówki, został zakończony w utworach jury górnej (kimerydu górnego) na głębokości 597,8 m.

A. STRATYGRAFIA

1. Jura

a. Jura dolna

P i a s k o w c e , m u ł o w c e i i ł o w c e. Osady jury dolnej nawiercono w Osieku nad Notecią (otw. 53), w Sadkach (otw. 32) i w Samostrzelu (otw. 24). W otworach rozpoznano jedynie stropowe odcinki profilu utworów jury dolnej. Składają się na niego drobnoziarniste piaskowce kwarcowe barwy szarej i białej, przelawicone szarymi mułowcami i iłowcami. W osadach tych występują łyszczyki, skupienia pirytu, szczątki roślin oraz smugi substancji węglistej.

W Osieku nad Notecią (otw. 53) opisano fragmenty liści *Equisetites* sp. Strop tych osadów jest położony na wysokości od 82,7 m p.p.m. (otw. 53) do 57,4 m p.p.m. (otw. 32), a ich miąższość osiąga 57,3 m (otw. 53).

b. Jura górna

Ł u p k i m a r g l i s t e , m a r g l e , m u ł o w c e , p i a s k o w c e i w a p i e n i e. Osady jury górnej budują powierzchnię utworów podkenozoicznych znacznej części obszaru arkusza, położonej na południe od linii Żuławka–Kowalewko. Nawiercono je w rejonie Kowalewka (otw. 71) i Stalówki (otw. 104), na wysokości odpowiednio 77,5 oraz 81,6 m p.p.m.

Są to osady morskie, głównie szare łupki margliste, margle i mułowce z przelawiczeniami piaskowców drobnoziarnistych oraz wapieni, których udział nieznacznie wzrasta w kierunku stropu. Osady te występują w wielu odmianach litologicznych. Wśród łupków marglistych wyróżniono odmiany marglisto-mułowcowe i marglisto-piaszczyste, a wśród margli – mułowcowe i ilaste.

Mułowce są najczęściej margliste i piaszczysto-margliste, a wapienie – mułowcowe, margliste i oolitowe. W omawianych osadach występuje rozproszony glaukonit, piryt i mika, skupienia krzemionki, szczątki zwęglonych roślin oraz okazy fauny, głównie małży, ślimaków, ramienionogów, amonitów, a także łuski ryb i fragmenty raków. Wapienie i margle znajdujące się na różnych głębokościach w profilu odznaczają się charakterystycznym zapachem, związanym z pojawiającymi się w ich obrębie niewielkimi skupieniami brunatnoczarnej substancji bitumicznej.

Miąższość omawianych osadów w otworze 104 wynosi ponad 407,8 m. Powstały one w kimerydzie górnym i wołgu, a utwory stwierdzone w otworze 71 — prawdopodobnie w oksfordzie dolnym (Piwocki, 1973a).

2. Kreda

a. Kreda dolna

Piaszkowce kredy dolnej odsłaniają się w niewielkim stopniu na powierzchni podkenozoicznej w południowej części terenu, między Słupową a Łankowicami. W otworze 101, na południe od Siernik, nawiercono 6,1 m słabo zwięzłych, skośnie warstwowanych piaskowców barwy jasnoszarobiałej, reprezentujących prawdopodobnie utwory wyższej części profilu kredy dolnej (Piwocki, 1973a). Strop tych osadów leży na wysokości 91,4 m p.p.m.

3. Paleogen

a. Oligocen

Oligocen dolny

Osady oligocenu dolnego pokrywają cały obszar arkusza. Ich miąższość na obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej wynosi maksymalnie 54,7 m (otw. 53), a na Wysoczyźnie Chodzieskiej – 53,5 m (otw. 71). Powstawały one w warunkach lądowych i płytkomorskich (Ciuk, Pożaryska, 1982; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987). W obrębie utworów oligocenu dolnego wyróżniono dwa kompleksy litologiczne: osady i formacji czempińskiej i mosińskiej górnej (Piwocki, 2004).

Mułowce, mułki i piaski – formacja czempińska. Na utworach mezozoicznych leżą osady formacji czempińskiej wykształcone jako brunatno-szare i czarne mułowce oraz mułki łuszczkowe, laminowane piaskami pyłowatymi. Jedynie w profilu w Samostrzelu (otw. 24) opisano w mułowcach 4,5-metrowe przewarstwienie piasków średnioziarnistych z domieszką żwirów drobnookruchowych. Zazwyczaj piaszczyste, rzadziej ilaste mułowce zawierają duże ilości łuszczków. W mułkach natomiast występują fragmenty roślin, a miejscami osady te są zawęglone. Obserwowano w nich ślady żerowania organizmów bentonicznych.

Strop osadów formacji czempińskiej leży na wysokości od 79,7 m p.p.m. na północny wschód od Osieka nad Notecią (otw. 53) do 40,0 m p.p.m. w Sadkach (otw. 32). Maksymalną miąższość – 33,9 m, osiągają one w rejonie Stalówki (otw. 104).

Piaski i żwiry oraz mułki i mułowce – formacja mosińska górna. Wyższą część profilu oligocenu dolnego stanowią morskie osady formacji mosińskiej górnej. Budują ją szare i szarozielone piaski kwarcowe o różnej granulacji, przeważnie średnio- i gruboziarniste, często zawierające domieszkę żwirów kwarcowych o średnicy do 4 mm. W obrębie piasków występują cienkie przewarstwienia mułków lub mułowców, których udział wzrasta w stropie formacji. W omawianych osadach występują liczne ziarna glaukonitu oraz blaszki ływczyków, ziarna skaleni, okruchy skał magmowych i wapieni. W mułkach i mułowcach zaobserwowano ślady żerowania organizmów bentonicznych, wypełnione zielonymi piaskami glaukonitowymi.

Osady te nawiercono na wysokości od 53,8 m p.p.m. na wschód od Chojnej (otw. 86) do 24,0 m p.p.m. w Kowalewku (otw. 71). Ich miąższość jest największa w rejonie Osieka nad Notecią, gdzie w otworze 53 wynosi 51,7 m.

Oligocen górny

Piaski i mułowce – formacja leszczyńska. W oligocenie górnym powstały osady formacji leszczyńskiej (Piwocki, 2004). W profilu otworu 86, na wschód od Chojnej, znaleziono je na wysokości 45,4 m p.p.m. (Piwocki, 1972). Są to szarozielonkawe piaski pyłowate, kwarcowe, z ływczykami i pojedynczymi ziarnami glaukonitu. W ich spągu i stropie występują brunatne i szarobrunatne mułowce. Miąższość tego kompleksu wynosi 8,4 m (otw. 86). Wykształcenie litologiczne omawianych osadów pozwala przypuszczać, że mogą one stanowić strop formacji mosińskiej górnej.

4. Neogen

W opracowaniu przyjęto podział litostratygraficzny utworów neogenu na podstawie prac autorstwa Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995, 1997) oraz Piwockiego i innych (2004).

a. Miocen

Na profil utworów miocenu składają się osady kilku formacji litostratygraficznych, powstałe w środowisku rzeczonym, jeziornym i brakicznym. Największą miąższość (ponad 104,5 m) osiągają one w Łankowicach (otw. 103).

Miocen dolny

Piaski, żwiry, mułki i iły – formacja gorzowska. Profil utworów miocenu dolnego reprezentują osady formacji gorzowskiej. Na terenie badań są one wykształcone jako szare piaski o różnej granulacji, zawierające często domieszkę żwirów, które miejscami występują w formie

ławic. W rejonie Stalówki (otw. 104), Osieka nad Notecią (otw.: 49, 51 i 53) i Dąbek (otw. 55 i 56) w profilu pojawiają się również szare lub szaro-brązowe mułki oraz ility.

Miąższość omawianych osadów przekracza w Łankowicach 52 m (otw. 103). Ich strop leży na wysokości od 36,0 m p.p.m. (otw. 86) do 8,5 m p.p.m. (otw. 103). Osady tej formacji powstawały w środowisku rzeczonym i jeziornym (Piwocki i in., 2004).

Miocen dolny + środkowy

Piaski, mułki i ility, miejscami żwiry, oraz węgiel brunatny – formacja krajeńska. Powyżej osadów formacji gorzowskiej, w rejonie Stalówki (otw. 104), nawiercono 0,3-metrową warstewkę lignitu, a w Dąbkach (otw. 21) – węgiel brunatny o miąższości 2,6 m. Prawdopodobnie odpowiadają one utworom III ścinawskiej grupy pokładów (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995), która rozpoczyna profil osadów formacji krajeńskiej. Na obszarze arkusza buduje ją kompleks piasków kwarcowych, drobno- i średnioziarnistych, miejscami z domieszką żwirów. Zabarwienie osadów jest szare i brunatno-szare od rozproszonego pyłu węglowego i okruchów węgla brunatnego. Ich miąższość wynosi od kilku do kilkunastu metrów, maksymalnie 28 m na wschód od Żuławki (otw. 62). Strop formacji wyznacza pokład węgla brunatnego, odpowiadający II łużyckiej grupie pokładów. Jego miąższość jest zmienna, dochodzi do 4,8 m na południe od Siernik (otw. 101). Zalega on na wysokości od 17 m p.p.m. na wschód od Chojnej (otw. 86) do 5 m n.p.m. na wschód od Żuławki (otw. 62).

Prawdopodobnie w osadach formacji krajeńskiej zakończono otwór kartograficzny 4 w Wyrzysku. Na głębokości 115,5 m (22,5 m p.p.m.), pod osadami plejstocenu, nawiercono 2,5-metrową warstwę niebiesko-oliwkowych ilów i mułków, z dużą ilością łyszczyków, leżącą na brązowych mułkach węglistych (1,0 m). Są to osady o niewielkiej zawartości węgla wapnia (0,1%). Frakcję piaskową tworzy kwarc (35–85%), pozostałe ziarna to konkretne pirytowe, a także okruchy mułowców, skał krystalicznych, piaskowców i węgla brunatnego. Ziarna kwarcu mają zazwyczaj powierzchnię pośrednią lub błyszczącą. Ziarna częściowo obtoczone (47%) dominują nad obtoczonymi (30%) i kanciastymi (23%). Współczynnik obtoczenia (R) wynosi średnio 0,88.

Mułki z głębokości 119,0 m zostały przebadane palinologicznie (Kuszell, 2008). W badanej próbie, w spektrum pyłkowym dominują taksony roślin nagonasiennych – *Pinus sylvestris* (33,6%) oraz Taxodiaceae-Cupressaceae (21,3%). W mniejszych ilościach (15%) występują ziarna pyłku drzew i krzewów liściastych. Ponieważ w badanej próbie stwierdzono niską frekwencję sporomorf o małym zróżnicowaniu, nie określono poziomu stratygraficznego. Zaproponowano środkowomiocenijski wiek badanych osadów. Biorąc jednak pod uwagę głębokość zalegania tych utworów, wydaje się bardziej prawdopodobne, że stanowią one spąg formacji krajeńskiej, powstałej w miocenie dolnym. Jedynie węgiel brunatny pokładu łużyckiego, kończący profil jej osadów, tworzył się we wczesnym miocenie środkowym (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995).

Miocen środkowy

Według Piwockiego i Ziemińskiej-Tworzydło (1995) w miocenie środkowym powstawały osady formacji adamowskiej i formacji poznańskiej (ogniwo iłów szarych).

Piaski, mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego – formacja adamowska. Osady formacji adamowskiej na obszarze arkusza tworzy kompleks szarych piasków z przewarstwieniami szarych i brunatnych mułków oraz iłów. Piaski, zazwyczaj drobnziarniste i pyłowate, zawierają niekiedy domieszkę piasków średnioziarnistych (otw. 86). Wykazują się one warstwowaniem poziomym i skośnym. Mułki natomiast są piaszczyste i słabo zwarte, miejscami ilaste. Osady te zawierają łuszczyki, domieszkę pyłu węglowego, szczątki zwęglonych roślin, a lokalnie również cienkie wkładki węgla brunatnego, szczególnie w partiach stropowych.

W osadach formacji adamowskiej zakończono otwór kartograficzny 85. Na wysokości 6,1 m n.p.m. nawiercono 1,6-metrową warstwę ciemnobrązowych i niebiesko-szarych iłów, w stropie z węglem brunatnym o miąższości 0,5 m. Są to osady o niskiej wapnistości (0,1% węglanu wapnia) i słabym obtoczeniu ziarn kwarcu ($R = 2,26$), który stanowi 65% frakcji piaskowej. Frakcję ciężką stanowią w całości minerały nieprzezroczyste (prawie 100%).

Osady w otworze 85 przebadano palinologicznie. W profilu stwierdzono zmienność w obrazie florystycznym. Spektra pyłkowe z ciemnobrązowych iłów (głębokości 99,3–100,0 m) charakteryzują się wyraźną przewagą ziarn pyłku roślin nagonasiennych, głównie Taxodiaceae-Cupressaceae (do 34,5%), które zdecydowanie przeważają nad pyłkiem *Pinus sylvestris* (do 8,1%) oraz *Pinus* – podrodzaj *Haploxyylon* (do 2,1%). W mniejszych ilościach oznaczono ziarna pyłku *Sequoia* (do 7%), *Sciadopitys*, (do 3%), *Picea* (do 5,6%) i *Podocarpus* (do 1%), a z drzew liściastych – *Alnus* (do 24,9%) oraz *Nyssa* (do 8,6%). Na odmienny obraz roślinności wskazują spektra pyłkowe z niebiesko-szarych iłów, leżących na głębokości 98,4–99,3 m. W próbce z głębokości 99,0 m zaobserwowano niewielką przewagę pyłku *Pinus sylvestris* (10,7%) nad pyłkiem z rodzin Taxodiaceae-Cupressaceae (6%), przy dominacji pyłku taksonów *Alnus* (37,8%) i *Betula* (8,5%). Spektrum pyłkowe węgla brunatnego (dwie próbki z głębokości 98,0 i 98,3 m) wykazuje podobieństwo zarówno do spektrum iłów leżących poniżej warstwy węgla, jak i powyżej niej, bo na głębokości 97,0–97,9 m, oraz należących już do formacji poznańskiej. Obraz palinologiczny badanych osadów jest zbliżony do składu zespołów środkowomiocenijskich. Przypuszczalnie reprezentują one schyłkowy okres sedymentacji utworów formacji adamowskiej (Kuszell, 2008).

Na obszarze arkusza miąższość osadów formacji adamowskiej wynosi przeciętnie od kilku do kilkunastu metrów, maksymalnie 24,8 m na wschód od Chojnej (otw. 86). Strop tych osadów wykazuje niewielkie deniwelacje – od 2,6 m p.p.m. (otw. 99) w Siernikach, do 19,5 m n.p.m. (otw. 18) w Konstancynie. Osady formacji adamowskiej pokrywają cały obszar arkusza, z wyjątkiem głębokich rozcięć erozyjnych, których dna sięgają poniżej poziomu morza.

Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny (ogniwo iłów szarych) – formacja poznańska. Powyżej osadów formacji adamowskiej leży I środkowopolska grupa pokładów węgla brunatnego, wyznaczająca spąg utworów ogniwa iłów szarych formacji poznańskiej. Na obszarze arkusza węgiel brunatny tworzy przeważnie od jednego do dwóch pokładów, których miąższość waha się od kilku metrów do około 8 m w Siernikach (otw. 100). Występuje on wśród iłów lub mułków o barwie szarej, niebiesko-szarej, szarozielonkawej, brunatnej i czarnej. Znalezione wiele odmian litologicznych iłów (tłuste, pyłowate, piaszczyste), zawierających szczątki zwęglonych roślin, odciski liści, okruchy węgla brunatnego, skupienia gipsu ziemistego i krystalicznego oraz tlenków żelaza (otw. 43). Miejscami w profilu pojawiają się cienkie przewarstwienia drobnoziarnistych i pyłowatych piasków kwarcowych (otw.: 48, 49 i 86). Osady ogniwa iłów szarych formacji poznańskiej nawiercono w otworach kartograficznych 75 (Smogulec) i 85 (Chojna).

Niebieskawe mułki i ły w otworze 75 na północ od Smogulca mają niską wapnistość (0,4% węglanu wapnia). Ziarna kwarcu, stanowiącego tylko 7% wyodrębnionej frakcji piaskowej, są przeważnie częściowo obtoczone (49%) i obtoczone (39%). Średnia wartość współczynnika obtoczenia R wynosi 0,58. Na pozostałe składniki frakcji piaskowej składają się konglomeraty pirytowe i okruchy mułowców. Frakcję ciężką stanowią głównie minerały nieprzezroczyste (99,7%). Wśród minerałów przezroczystych występują pojedyncze ziarna łuszczyków i granatów (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009).

W otworze 85, na wschód od Chojnej, na wysokości 7,5 m n.p.m., nawiercono 60-centymetrową warstwę iłów niebiesko-szarych, w których, obok dużego udziału pyłku roślin nagonasiennych – głównie *Sciadopitys* (do 4,6%), zanotowano wysoką zawartość pyłku taksonów drzew i krzewów liściastych: *Nyssa* (do 12,8%), *Alnus* (do 1,5%) i *Celtis* (do 11,3%). W mniejszej ilości występują: *Quercus* (do 0,8%), *Fagus* (do 3,1%), *Pterocarya* (do 1,8%) i *Juglans* (do 0,9%). Taki obraz roślinności przypomina pod względem składu zespoły środkowomioceny, charakteryzujące I środkowopolską grupę pokładów węgla brunatnego, która odpowiada dolnej części profilu osadów ogniwa iłów szarych formacji poznańskiej (Kuszell, 2008).

Miąższość utworów ogniwa iłów szarych wynosi przeciętnie około 20 m. Na Wysoczyźnie Chodzieskiej największa ich miąższość wynosi 24 m w Łankowicach (otw. 103), a na Wysoczyźnie Krajeńskiej wzrasta do 42 m w Osieku nad Notecią (otw. 48). Jest to jednak miąższość pozorna, związana z zaburzeniami glacictektonicznymi na tym terenie. Również strop tych osadów wykazuje hipsometryczną zmienność. Najwyżej, bo na wysokości 48 m n.p.m., nawiercono je w utworach moreny spiętrzonej w Osieku nad Notecią (otw. 43). Na pozostałym obszarze leżą na 20–30 m n.p.m., a najniżej – na wysokości 0,6 m p.p.m., w dnie kopalnego obniżenia znajdującego się na południe od Siernik (otw. 101).

Miocen środkowy–górny

Iły i mułki (ogniwo iłów zielonych) – formacja poznańska. Ich sedimentacja przypada na przełom miocenu środkowego i górnego (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995). Są to ily z przewarstwieniami mułków, barwy zielonej, niebieskiej i pstrej, wśród których sporadycznie występują wkładki piasków pyłowych, tak jak w Łankowicach (otw. 103), oraz węgla brunatnego znalezione m.in. w Kontantynowie (otw. 18). Osady te należą do odmian iłów tłustych, rzadziej pyłowych, a zawierają skupienia gipsu, tlenków żelaza i węglanu wapnia, ziarna pirytu oraz syderytu, miejscami ślady szczątków roślinnych.

Iły tego poziomu budują wierzchowiny kopalnych wysoczyzn na Pojezierzu Krajeńskim, między Wyrzyskiem, Osiekiem nad Notecią a Mrozowem, oraz na Pojezierzu Chodzieskim, między Lipą a Kcynią (Kcynia poza obszarem arkusza Wyrzysk, znajduje się tuż przy północnej granicy terenu arkusza Kcynia SMGP). Ich miąższość wynosi maksymalnie 37 m w Dąbkach (otw. 21). W rejonie Kcyni miąższość tych iłów może przekraczać 50 m, co prawdopodobnie ma związek z procesami glacitektonicznymi.

5. Czwartorzęd

a. Plejstocen

Iły neogeńskie jako kry w utworach plejstocenijskich są węgliste, o barwie niebieskiej i szarej. Występują one w obrębie glin zwałowych budujących Wysoczyznę Chodzieską. W Słupowej (otw. 96), na wysokości 78,3 m n.p.m., znaleziono 23-metrową warstwę iłów niebieskich neogenu, leżącą w obrębie kompleksu glin zwałowych zlodowacenia Warty.

Po wstępnych analizach palinologicznych (T. Kuszell, informacja ustna) przyjęto, że neogeńskie są także niebieskie i szare mułki oraz ily nawiercone w trakcie prac terenowych w pobliżu dwóch archiwalnych otworów w rejonie Iwna (otw. 81) i Smogulca (otw. 90). Wcześniej opisano w profilach tych otworów osady, których obecność wskazuje na ciepły okres plejstocenijskiej sedimentacji – leżące poniżej warstwy mułków i iłów torfy z wkładkami glin i kredy jeziornej (otw. 81) oraz ily warwowe i węgliste (otw. 90).

Iły (neogeńskie) moren spiętrzonych. Na północ od Noteci, w obrębie moreny spiętrzonej Dębowa Góra, występują ily, które niewątpliwie na obszarze arkusza Wyrzysk kontaktują się z niezaburzonymi ily szarymi formacji poznańskiej. Są one niebieskie, szare, zielone, brązowe, często z jaskrawymi plamami w kolorze żółtym pomarańczowym bądź czerwonym.

Nawiercone w Osieku nad Notecią (otw. 42) ily szare z warstewkami oliwkowych mułków są prawie pozbawione węglanu wapnia (0,3%). W składzie petrograficznym oprócz kwarcu (80–85%) występują konkrecje syderytowe, zlepki ziarna pirytu oraz okruchy skał krystalicznych i mułowców. Zaobserwowano głównie ziarna kwarcu częściowo obtoczone (55%) i kanciaste (30%). Średnia wartość

współczynnika obtoczenia R wynosi 1,38. We frakcji minerałów ciężkich w śladowych ilościach znajdują się minerały przezroczyste – granaty, amfibole, pirokseny, epidot, turmaliny, cyrkon, rutil i apatyty. Znaleziono je w warstewkach mułków, natomiast w samych iłach dominują minerały nieprzezroczyste (powyżej 96%). Zaobserwowana na głębokości 41,4 m pionowo ustawiona smużysta laminacja w mułkach wskazuje na fakt, że osady te są zaburzone glacitektonicznie. Miąższość zaburzonych iłów neogeńskich przekracza tutaj 100 m.

Kolejnym rejonem występowania osadów tego typu są moreny spiętrzone Wysoczyzny Chodzieskiej. Iły neogeńskie tworzą tu struktury glacitektoniczne (kry) w osadach czwartorzędowych. Opisywano je jako ily pstre, niebieskie, oliwkowe i szare. W obrębie wzgórza morenowego w okolicy Dębogóry pakiety iłów i mułków, o średniej miąższości kilku metrów, zalegają wśród piasków i glin czwartorzędowych (otw. 83). Ich wychodnie na powierzchni terenu sięgają do wysokości 160 m n.p.m. Podobne osady o miąższości 1,9–10,5 m, leżące wśród piasków i glin zwałowych, były eksploatowane w odkrywce na wzgórzu moreny spiętrzonej na północ od Kcyni, w rejonie Stalówki. Obecnie wyrobisko jest w trakcie rekultywacji.

Zlodowacenia południowopolskie

Zlodowacenie Sanu 2

Gliny zwałowe zachowały się szczątkowo na zboczu rynny subglacialnej leżącej na południe od Siernik. W otworze 101, na osadach miocenu środkowego, nawiercono 1,6-metrową warstwę zwartych glin ze żwirami i otoczkami oraz okruchami węgla brunatnego. W spągowej części profilu opisano w nich smugi iłów neogenu.

Piaski i żwiry wodnolodowe z okresu deglacjacji obszaru w czasie zlodowacenia Sanu 2 występują jedynie w rynnach subglacialnych. Miejscami leżą na bruku morenowym (otw. 4 i 24).

W otworze kartograficznym w Wyrzysku (otw. 4), między dwoma poziomami bruku morenowego, na głębokości 86,4–115,5 m, nawiercono szare piaski średnioziarniste, w spagu z domieszką żwirów, które w kierunku stropu przechodzą w piaski gruboziarniste z rozkruszem lignitu, a następnie w piaski różnoziarniste ze żwirami drobnookruchowymi. Ich wysortowanie pogarsza się w górnych partiach profilu (graficzny współczynnik wysortowania σ_1 – 0,47–1,82). Najliczniej występują ziarna kwarcu o powierzchni pośredniej, a proporcje pomiędzy ziarnami błyszczącymi i matowymi są zmienne. Zaznacza się przewaga (51%) częściowo obtoczonych ziarn kwarcu, natomiast kanciaste pojawiają się w ilości 18%, a obtoczone – 31%. Współczynnik obtoczenia R przyjmuje średnią wartość 0,79. W składzie petrograficznym poza kwarcem (85–95%) obserwuje się obecność skał krystalicznych, kongrecji syderytowych, krzemieni i piaskowców. Ponadto występują tu, rzadko spotykane na głębokości poniżej 96 m, wapienie północne. W zespole przezroczystych minerałów ciężkich granaty (43%) przeważają nad amfibolami (23%) i piroksenami (14%). W mniejszych ilościach pojawiają się:

odporny na wietrzenie staurolit (5%), andaluzyt (4%), rutil, dysten i epidot (po 2%) oraz turmaliny (1%) (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). Najwyżej strop tych osadów jest położony na wysokości 6,6 m n.p.m. (otw. 4), a ich spąg schodzi do 35,3 m p.p.m. w okolicach Samostrzela (otw. 24). Największą miąższość – 37 m osiągają one w otworze 24.

Interglacjał wielki

Piaski i żwiry rzeczne wypełniają kopalne obniżenie przebiegające równoleżnikowo w strefie pradoliny Noteci. Jego dno znajduje się na wysokości od 9,6 m n.p.m. w Chojnej (otw. 85) do 21,3 m n.p.m. w rejonie Smogulca (otw. 75). Wyściela je lokalnie warstwa bruku o miąższości dochodzącej do 3,3 m w Kowalewku (otw. 71). Warstwy bruku leżące na utworach neogenu i pod osadami interglacjału wielkiego opisano również w profilach wierceń w rejonie Smogulca (otw. 75) i Chojnej (otw. 86). Są to zapewne pozostałości po rozmytych glinach zwałowych zlodowacenia Sanu 2.

Profil osadów rzecznych w otworach kartograficznych w Smogulcu (otw. 75) i w Chojnej (otw. 85) tworzą piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, okruchami lignitu i kawałkami drewna. Wyniki badań litologiczno-petrograficznych nie potwierdziły jednoznacznie, że omawiany kompleks, o miąższości maksymalnej 37,6 m (otw. 85), należy do interglacjałnych osadów rzecznych. Wzięto jednak pod uwagę fakt, że badane utwory w porównaniu z typowymi osadami wodnolodowcowymi cechują się względnie lepszym obtoczeniem ziarn kwarcu (współczynnik obtoczenia $R = 0,59-1,08$), mniejszą ilością okruchów wapieni północnych i w niektórych odwiertach domieszką substancji organicznej. Ponadto kierowano się również tym, że na obszarze sąsiedniego arkusza Nakło nad Notecią SMGP, w strefie pradoliny Noteci, wydzielono piaski rzeczne interglacjału wielkiego, leżące na wysokości od około 25 m p.p.m. do około 18 m n.p.m. (Włodek, 2003a, b).

Zlodowacenia środkowopolskie

Zlodowacenie Odry

Mułki i piaski zastoiszkowe z fazy anaglacjałnej zlodowacenia Odry stwierdzono w nielicznych wierceniach, w południowej części Wysoczyzny Chodzieskiej. Są to mułki barwy szarej i brązowo-szarej oraz zailone piaski drobnoziarniste, których strop leży na wysokości od 6,5 m n.p.m. w rynn timer subglacjałnej na południe od Siernik (otw. 101) do 44,3 m n.p.m. w Słupowej (otw. 96). Największą miąższość – 19 m osady te osiągają w otworze 94, na zachód od Chwaliszewa. Zalegają one przeważnie na utworach rzecznych interglacjału wielkiego.

Gliny zwałowe rozpoznano m.in. w Chojnej (otw. 85). Na wysokości 50,1 m n.p.m. nawiercono tutaj niespełna 3-metrową warstwę szarych glin mułkowatych (pyłowatych), o niewielkiej zawartości frakcji żwirowej i wapnistości rosnącej od 5% w spągu do 13% w stropie. Występują w nich krystaliczne skały skandynawskie (34%), wapienie paleozoiczne (33%), oraz dolomity i piaskowce (po 6%). Materiał lokalny stanowi 17% składu i jest reprezentowany przez piaskowce (6%), kwarc (4%),

krzemienie (3%) oraz wapienie i konkrecje fosforytowe (po 2%). Średnie wartości współczynników petrograficznych¹ są się następujące: O/K – 1,31; K/W – 0,85; A/B – 1,03; Dp/Wp – 0,07. Skład mineralny zdominowały amfibole (30%), granaty (28%), pirokseny (13%) i epidot (12%). W mniejszych ilościach występują: andaluzyt (4%), cyrkon i staurolit (po 3%), dysten (2%) oraz turmaliny (1%) (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). Ze względu na pozycję geologiczną tych glin można założyć, że są to osady z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Wyniki badań litologiczno-petrograficznych nie wskazują jednoznacznie na ich przynależność do utworów zlodowacenia Odry. Dobosz i Ryszkiewicz (2009) uważają, tak jak Kenig (2004), że mogą one wiekowo odpowiadać ustanowionemu przez nią VI poziomowi osadów związanych ze zlodowaceniem Warty. Jednak biorąc pod uwagę fakt, że gliny te zalegają na piaszczysto-żwirowych osadach rzecznych interglacjału wielkiego, a poniżej dwóch poziomów glin zwałowych, należących prawdopodobnie do utworów zlodowacenia Warty, uznano ich pochodzenie ze zlodowacenia Odry.

Omawiane utwory występują głównie w południowej części Wysoczyzny Chodzieskiej, a najwyżej na wysokości 58,3 m n.p.m., w Stalówce (otw. 104). Największą miąższość – 37,5 m mają gliny zwałowe nawiercone w Siernikach (otw. 101). Z kolei w obrębie Wysoczyzny Krajeńskiej i pradoliny Noteci (Żuławka – otw. 62) miąższość tych glin jest zredukowana do jednego metra. Na zmniejszoną miąższość glin zwałowych tego piętra albo ich brak na Wysoczyźnie Krajeńskiej zwrócił już uwagę Włodek (2003a, b) na obszarze arkusza Nakło nad Notecią SMGP.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e z okresu recesji lądolodu stwierdzono w otworach wiertniczych w obrębie Wysoczyzny Krajeńskiej i pradoliny Noteci.

W Wyrzysku (otw. 4) nawiercono je na wysokości 27,7 m n.p.m. i tutaj osiągają także największą miąższość – 21,0 m. Piaski, w przewadze średnioziarniste (41%), barwy szarej i z domieszką żwirów drobnookruchowych, są słabo wysortowane (σ_1 – 0,9–1,05). W ich spągu, na wysokości 6,76 m n.p.m., leży warstwa bruku morenowego oddzielająca je od osadów wodnolodowcowych zlodowacenia Sanu 2. W porównaniu z kompleksem niżej ległych utworów wodnolodowcowych, w składzie frakcji ciężkiej wyraźnie zmniejsza się zawartość minerałów nieprzezroczystych (54–35%) i syderytu (11–4%). W grupie minerałów przezroczystych spada ilość granatów (43–33%) oraz nieznacznie – piroksenów (14–13%) i cyrkonu (2–1%), a wzrasta zawartość epidotu (2–7%). Ilość dystenu (25%), andaluzytu (4%) i staurolitu (5%) utrzymuje się na tym samym poziomie. W składzie petrograficznym dominuje kwarc (95%), a w niewielkich ilościach występują okruchy skał krystalicznych

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

i wapieni paleozoicznych. Ziarna kwarcu mają powierzchnię pośrednią pomiędzy matową a błyszczącą. Średnia wartość współczynnika obtoczenia R wynosi 0,63 (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). W pradolinie Noteci, gdzie ich miąższość nie przekracza 9 m (otw. 61), leżą one na glinach zwałowych zlodowacenia Odry, a pod mułkami i iłami zastoiskowymi z recesji lądolodu Odry oraz osadami interglacjału eemskiego. Zalegają one również na iłach zielonych i szarych formacji poznańskiej oraz na piaskach formacji adamowskiej.

Mułki i ily zastoiskowe z fazy kataglacialnej zlodowacenia Odry nawiercono pod piaszczysto-żwirowymi osadami wodnolodowcowymi ze zlodowacenia Warty oraz pod rzecznyymi osadami interglacjału eemskiego. W dolinie Noteci miejscami leżą one na bruku morenowym pozostałym po zerodowaniu glin zwałowych. Szare mułki wapniste są laminowane ciemnoszarymi iłami, stąd też w profilach otworów wiertniczych opisywano je jako warwowe. Ich największą miąższość – 16 m stwierdzono w Żuławce (otw. 62). Strop tych osadów osiąga wysokość 30,9 m n.p.m. w okolicach Mieczkowa (otw. 68), a ich spąg schodzi do 5,0 m n.p.m.

Interglacjał lubawski

Piaszki i mułki rzeczne, pochodzące prawdopodobnie z okresu interglacjału lubawskiego (lubelskiego), nawiercono na Wysoczyźnie Krajeńskiej, w Samostrzelu (otw. 29). Są to mułki z okruchami drewna, których strop leży na wysokości 41 m n.p.m. W tym miejscu ich miąższość nie przekracza 8,5 m. Spąg mułków obniża się do 32,5 m n.p.m. W podobnej pozycji opisano piaszki rzeczne interglacjału lubawskiego na obszarze arkusza Nakło nad Notecią SMGP (Włodek, 2003a, b). Wypełniają one tam doliny rzeczne, których dna znajdują się na wysokości około 30 m n.p.m.

Na Wysoczyźnie Chodzieskiej i w pradolinie Noteci osady rzeczne rozpoznano w wielu otworach w rejonach Smogulca, Laskownicy, Nowej Wsi Noteckiej, Gromadna i Chojnej. Pod glinami zwałowymi zlodowacenia Warty występuje tu kompleks szarych piasków o drobnej i średniej granulacji ziarn, z licznymi kawałkami drewna, osiągający miąższość kilkunastu metrów (ponad 15 m w otw. 76). Leżą one na wysokości 45–50 m n.p.m., a najwyższej na 57 m n.p.m. w Smoguleckiej Wsi (otw. 93).

Osady o miąższości 10,7 m zostały przebadane na obszarze na północ od Smogulca (otw. 75). Są to średnio wysortowane ($\sigma_1 - 0,60$) piaszki średnioziarniste z dominacją ziarn kwarcu częściowo obtoczonych (51%) nad obtoczonymi (28%) i kanciastymi (20%). Średnia wartość współczynnika obtoczenia R wynosi 0,85. Oprócz kwarcu (85%) we frakcji piaskowej znaleziono okruchy skał krystalicznych i mułowców, uwęgloną substancję organiczną oraz pojedyncze żwiry wapieni północnych. Z minerałów ciężkich dominują amfibole i granaty (60%). Liczne są pirokseny (13%) i epidot (11%), a w mniejszych ilościach występują staurolit i dysten (po 4%) oraz turmaliny (3%) (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009).

Zlodowacenie Warty

Zarówno na omawianym obszarze, jak i na terenach przyległych arkuszy SMGP, charakterystyczną cechą glin zwałowych zlodowacenia Warty jest ich dwu-, a nawet trójdzielność. Zaobserwowała ją wielu badaczy (Dzierżek, 1994, 1997; Włodek, 2003a, b; Gogołek, 2004a, b; Dąbrowski, Olejnik, 2005a, b; Bartczak, 2006, 2007; Chmał, 2006, 2007; Szałajdewicz, 2007–2008; Haisig, Wilanowski, 2009a, b). Na opracowanym obszarze gliny zwałowe mają różne parametry litologiczno-petrograficzne, a rozdzielają je osady rzeczne wykształcone jako piaski i mułki z kawałkami drewna oraz piaski ze żwirami (interstadią zlodowacenia Warty?). Takie opisy litologiczne profili spotyka się w przypadku wielu otworów wiertniczych na całym obszarze arkusza, nie wyłączając pradoliny Noteci. Nie udało się jednoznacznie określić wieku tych przypuszczalnie interstadialnych osadów, a to z kolei pozwoliłoby na uściślenie wieku glin zwałowych. W niniejszym opracowaniu przyjęto założenie, że na obszarze arkusza Wyrzysk niższy poziom glin zwałowych stratygraficznie odpowiada utworom stadiału środkowego, a wyższy stadiałowi górnemu zlodowacenia Warty. Oczywiście sprawa uszczegółowienia wieku poszczególnych poziomów lodowcowych zlodowacenia Warty pozostaje kwestią otwartą.

Stadiał środkowy (?)

Mułki i piaski zastoiskowe z okresu transgresji lądolodu stadiału środkowego zlodowacenia Warty stwierdzono jedynie w otworach wiertniczych w południowej części obszaru arkusza, w obrębie Wysoczyzny Chodzieskiej. Mułki są szare, niekiedy ilaste. W profilach niektórych otworów opisywano jasnoszare piaski.

W Chojnej (otw. 85), pomiędzy dwoma poziomami glin zwałowych zlodowaceń Odry i Warty, na wysokości 62,2 m n.p.m., nawiercono przewarstwiające się mułki i mułki piaszczyste, a w stropie mułki ilaste. Osady te są słabo wapniste (1–5% węglanu wapnia), o zmiennym wysortowaniu – od słabego po średnie ($\sigma_1 - 1,18-0,66$). Materiał detrytyczny (kwarc) jest słabo obtoczony. Przeważają ziarna kanciaste (51%) nad częściowo obtoczonymi (28%) i obtoczonymi (21%). Współczynnik obtoczenia R przyjmuje średnią wartość 1,85. Występują ziarna pośrednie, błyszczące i matowe. W stropie obserwuje się wzrost ilości ziarn matowych. W składzie petrograficznym, poza kwarcem, występują okruchy skał krystalicznych, wapienie paleozoiczne, piaskowce i piryt oraz mułowce w dolnej części profilu, a uwęglone szczątki organiczne w jego partii stropowej. Skład mineralny, typowy dla osadów pochodzenia lodowcowego, zdominowały amfibole (34%), granaty (20%), pirokseny (12%) i epidot (14%). W mniejszych ilościach występują: andaluzyt (5%), biotyt (4%), turmaliny i dysten (po 2%). Są to osady jeziorno-lodowcowe (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009), które nawiercono w również w rejonie Smogulca i Łankowic, gdzie w otworze 102 osiągają największą miąższość (14,5 m).

Strop tych osadów utrzymuje się przeważnie na wysokości około 60 m n.p.m., najwyżej dochodzi do 62,8 m n.p.m. w Chojnej (otw. 86).

Piaski wodnolodowcowe stadiału środkowego występują miejscami w centralnej i w południowej części obszaru arkusza Wyrzysk. Są to szaro-żółte piaski, zarówno drobno-, jak i średnio- i gruboziarniste, miejscami różnoziarniste, z domieszką żwirów. Występują one pod piaszczysto-żwirowymi osadami rzecznyymi z okresu interglacjału eemskiego oraz pod glinami zwałowymi stadiału środkowego zlodowacenia Warty, a na osadach zastoiskowych zlodowacenia Odry lub na iłach zielonych i szarych formacji poznańskiej.

W pradolinie Noteci ich strop leży na wysokości dochodzącej w Mieczkowie do 43 m n.p.m. (otw. 68). Na Wysoczyźnie Chodzieskiej nawiercono je najwyżej – na wysokości 61,7 m n.p.m. w Stalówce (otw. 104). Miąższość omawianych osadów przekracza 23,5 m w Chwaliszewie (otw. 98).

Piaski i żwiry z wkładkami glin zwałowych i węgla brunatnego moren spiętrzonych występują w obrębie Wysoczyzny Krajeńskiej, gdzie na północnych zboczach moreny spiętrzonej (Dębowa Góra) przylegają do spiętrzonych iłów neogeńskich. Zalegają na nich dyskordantnie rzeczne osady młodszego interstadiału zlodowacenia Warty i utwory morenowe stadiału górnego zlodowacenia Warty oraz miejscami gliny zwałowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz łą zastoiskowe zlodowacenia Wisły.

Piaszczysto-żwirowe osady, inicjalnie wodnolodowcowe, o miąższości 24,1 m, nawiercono w otworze kartograficznym 42 w Osieku nad Notecią, na wysokości 80,3 m n.p.m. Piaski, w przewodzie różnoziarniste, wykazują się słabym wysortowaniem ($\sigma_1 - 0,71-1,32$). Ziarna kwarcu we frakcji 1,0–0,5 mm są słabo obtoczone. Współczynnik obtoczenia R wynosi 0,99–1,25. Najliczniej występują ziarna o powierzchni pośredniej. Poza kwarcem (80–90%) znaleziono skały krystaliczne, wapienie paleozoiczne, krzemienie, wapienie lokalne, mułowce i konkretne żelaziste. W składzie zmieniają się zawartości i proporcje poszczególnych przezroczystych minerałów ciężkich. W spągowej partii utworów granaty (38%) przeważają nad amfibolami (24%), natomiast w kierunku stropu amfibole (40%) zaczynają dominować nad granatami (27%). Zawartość piroksenów w całej warstwie utrzymuje się na poziomie 12%, a ilość epidotu znacznie maleje w kierunku stropu (3–11%). W tym piaszczysto-żwirowym kompleksie występują wkładki węgla brunatnego (otw.: 8, 12 i 15) oraz glin zwałowych o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do 2 m. W otworze 42, na wysokości 62 m n.p.m., nawiercono 20-centymetrową warstwę glin zwałowych o wapnistości sięgającej do 9%. W glinach tych nie występują dolomity, a wapienie północne są dwukrotnie liczniejsze od skał krystalicznych. Na podstawie analizy geologicznej można z pewnym prawdopodobieństwem przyjąć, że wysokość stropu zaburzonego glacitektonicznie kompleksu osadów nie przekracza 95 m n.p.m., a jego spąg występuje najniżej na 25 m n.p.m.

Gliny zwałowe stadiału środkowego tworzą ciągły horyzont na obszarze Wysoczyzny Chodzieskiej.

Z glin nawierconych w otworach kartograficznych w Smogulcu (otw. 75) na wysokości 56,1 m n.p.m. (otw. 75) i w Chojnej (otw. 85) – na 66,5 m n.p.m. pobrano próbki do badań litologiczno-petrograficznych. Szare gliny mułkowate (pyłowate), zawierają niewielką ilość żwirów, których średnice ziaren mieszczą się w przedziale 5,0–10,0 mm. W składzie petrograficznym skały krystaliczne (37% w otw. 75 i 38% w otw. 85) przeważają nad wapieniami paleozoicznymi (36% w otw. 75 i 33% w otw. 85). Piaskowce północne występują w porównywalnej ilości (7% w otw. 75 i 6% w otw. 85). Dolomity (6%) znaleziono jedynie w glinach zwałowych z otworu 85. Zawartość materiału lokalnego w glinach zwałowych w obydwu otworach jest porównywalna (19% w otw. 75 i 18% w otw. 85). Zaobserwowano natomiast różnice w ilości poszczególnych skał w materiale lokalnym. W glinach z otworu 75 dominuje kwarc (9%) i krzemienie (6%), nieliczne są piaskowce (1%), z kolei gliny z otworu 85 zawierają więcej piaskowców (6%) i krzemieni (3%). Ponadto w glinach z otworu 85 występują wapienie i kongrecje fosforytowe (po 2%), których brak obserwuje się w glinach zwałowych z otworu 75. Wartości współczynników petrograficznych badanych utworów przedstawiają się następująco: O/K – 1,12–1,18; K/W – 1,06–0,99; A/B – 0,79–0,87; Dp/Wp – 0,00–0,18. Wapnistość glin zwałowych utrzymuje się na poziomie odpowiednio 8% w otworze 75 i 9–12% w otworze 85. Skład mineralny tych glin jest zróżnicowany (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). Wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych i przeprowadzona analiza paleogeograficzna poziomów lodowcowych wskazują, że ich powstanie można powiązać ze stadiałem środkowym zlodowacenia Warty, ale nie można wykluczyć, że część osadów z tych profili należy do utworów zlodowacenia Odry.

Omawiane gliny zwałowe odsłaniają się w południowej krawędzi doliny Noteci, między Kowalewkiem a Pauliną, na wysokości około 60 m n.p.m. W podobnej pozycji (50–60 m n.p.m.) nawiercono je w Lipie i Mieczkowie. W rejonie Łankowic, Słupowej i Smogulca strop glin wznosi się do około 70–80 m n.p.m. W tej części terenu ich największa miąższość wynosi 33 m w Siernikach (otw. 99).

Na Wysoczyźnie Krajeńskiej ich strop najwyżej stwierdzono na wysokości 43 m n.p.m., w rejonie Samostrzela (otw. 29). Zarówno w obrębie pradoliny Noteci, jak i Wysoczyzny Krajeńskiej ich miąższość jest zredukowana do kilku metrów. Miejscami występują one w postaci żwirowo-głazowego bruku morenowego.

Piaszki i żwiry wodnolodowcowe stadiału środkowego zlodowacenia Warty występują w wielu miejscach na Wysoczyźnie Krajeńskiej.

Szare piaski z domieszką żwirów, o miąższości 24,3 m, nawiercono w Wyrzysku (otw. 4) na wysokości 52 m n.p.m. Ich słabe w spagu wysortowanie poprawia się w kierunku stropu (σ_1 – 0,53–1,11).

Są one słabo obtoczone, a średnia wartość współczynnika obtoczenia R wynosi 0,74. Przeważają ziarna o powierzchni pośredniej, przy czym zarówno w spągu, jak i w stropie występuje większa ilość ziarn matowych. Kwarcowi (90%) towarzyszą okruchy skał krystalicznych, krzemienie, wapienie paleozoiczne i piaskowce. W składzie minerałów ciężkich dominują granaty i amfibole (łącznie 56%). Pirokseny występują w ilości 13%. Stosunkowo liczne są staurolit (7%), andaluzyt (6%) i epidot (5%). Skład mineralny osadów wyraźnie wskazuje na genezę wodnolodowcową (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009).

Interstadiał

Piaski i mułki, miejscami piaski i żwir, rzeczne występują w dnach kopalnych dolin na Wysoczyźnie Krajeńskiej, Wysoczyźnie Chodzieskiej i w obrębie pradoliny Noteci. Szare piaski drobnoziarniste i pyłowate są przewarstwione mułkami piaszczystymi. Zarówno w piaskach, jak i w mułkach występują okruchy drewna. Miejscami towarzyszą im piaski z niewielką ilością żwirów drobnookruchowych, również z okruchami drewna. Strop osadów rzecznych najwyżej znajduje się na wysokości około 73 m n.p.m. W obrębie doliny Noteci piaszczysto-mułkowe osady z okruchami drewna zalegają pod żwirowo-głazowym brukiem morenowym – pozostałością po glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Warty, a na osadach zastoiskowych z okresu deglacjacji obszaru podczas zlodowacenia Odry.

Na Wysoczyźnie Krajeńskiej największa ich miąższość wynosi 18,5 m w Sadkach (otw. 26), a na Wysoczyźnie Chodzieskiej przekracza ona 20,6 m w rejonie Chojnej (otw. 87).

Stadiał górny (?)

Mułki i ły zastoiskowe z okresu transgresji lądolodu stadiału górnego wypełniają kopalne obniżenia na obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej i Wysoczyzny Chodzieskiej. Występują one najczęściej na rzecznych osadach interstadiału zlodowacenia Warty oraz pomiędzy glinami zwałowymi tego samego zlodowacenia. Miejscami zalegają pod osadami bagiennymi z okresu interglacjału eemskiego oraz na łąkach szarych formacji poznańskiej. Na Wysoczyźnie Krajeńskiej, w rejonie Śmielina, nawiercono na wysokości 61,5 m n.p.m. ły warwowe o miąższości 5,0 m (otw. 34). Na Wysoczyźnie Chodzieskiej ich strop sięga do wysokości 78 m n.p.m. w Chojnej (otw. 86).

Największą miąższość tych osadów – 13,3 m stwierdzono w Smogulcu (otw. 75). Szare mułki ilaste wykazują horyzontalną laminację i wapnistość wynoszącą od 16% w spągu do 3% w stropie warstwy. Ich skład mineralny jest typowy dla osadów pochodzenia lodowcowego. W zespole przezroczystych minerałów ciężkich dominują amfibole (36%) nad granatami (22%), piroksenami (16%) i epidotem (10%). Oprócz tych minerałów stwierdzono biotyt (5%) i andaluzyt (2%). Ziarna kwarcu mają powierzchnię błyszczącą, przy niewielkim udziale ziarn matowych i pośrednich. Są one słabo obtoczone. Średnia wartość współczynnika obtoczenia R wynosi 1,17. Poza kwarcem (85%) występują okruchy

skał krystalicznych, mułowców, wapieni paleozoicznych oraz żelaziste i manganowe zlepy ziarn, a skały lokalne reprezentują piaskowce i dolomity. Takie wyniki badań litologiczno-petrograficznych pozwalają przypuszczać, że osady te powstały w warunkach zastoiskowych (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (dolne) stadiału górnego są osadami transgresywnymi, których miąższość na Wysoczyźnie Chodzieskiej dochodzi do 28 m w Siernikach (otw. 101). Przybliżoną miąższość – ponad 26,5 m stwierdzono w Wyrzysku (otw. 1 i 6), na Wysoczyźnie Krajeńskiej. Nie odnotowano również istotnych rozbieżności w położeniu stropu omawianych osadów. W południowej części obszaru leżą one na wysokości 78,0 m n.p.m. w Stalówce (otw. 104), a w części północnej – do 69,5 m n.p.m. w Wyrzysku (otw. 5).

W otworach kartograficznych 4 (Wyrzysk) i 85 (Chojna), pod glinami zwałowymi stadiału górnego, nawiercono piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, o miąższości odpowiednio 17,0 i 8,9 m. Są to osady słabo obtoczone, a współczynnik obtoczenia R wynosi 0,68–1,82. W składzie petrograficznym, poza kwarcem (85–95%), występują okruchy skał krystalicznych, wapieni paleozoicznych, piaskowców i krzemieni. Wyniki badań mineralogicznych wskazują na dwudzielność tego kompleksu osadów, w którym na wysokości 63 m n.p.m. (otw. 4) przebiega granica pomiędzy poziomami. Skład mineralny osadów piaszczysto-żwirowych górnego poziomu w Wyrzysku (otw. 4), leżącego na głębokości 24,0–30,0 m, jest podobny do wyżej położonej (strop na poziomie 75,4 m n.p.m.) warstwy tych utworów w profilu w Chojnej (otw. 85). W zespole przezroczystych minerałów ciężkich amfibole i granaty występują w zbliżonej ilości (32–34% oraz 31–32%). Towarzyszą im pirokseny (11–12%), epidot (11–13%) i w mniejszych ilościach staurolit (2–3%), dysten (po 2%), biotyt (1–2%) i cyrkon (1–2%). W składzie mineralnym piaszczysto-żwirowych osadów dolnego poziomu z otworu 4 (na głębokości 30,0–41,0 m) zmniejsza się ilość amfiboli (28%) i granatów (19%) na korzyść piroksenów (22%), a nieznacznie wzrasta ilość epidotu (10%). Większy jest udział staurolitu (5%) i cyrkonu (3%). W niewielkich ilościach występują turmaliny (4%) i andaluzyt (2%) – minerały, których nie zaobserwowano we wcześniej omówionych poziomach. Takie cechy osadów wskazują na ich wodnolodowcową genezę (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). Osady te odsłaniają się w krawędzi wysoczyzny w rejonie Wyrzyska, gdzie zalegają pod glinami zwałowymi stadiału górnego zlodowacenia Warty.

Badania sedimentologiczne piaszczysto-żwirowych osadów, odsłaniających się w nieczynnej obecnie piaskowni-żwirowni w Wyrzysku-Hetkach, prowadzili w ostatnich latach Sokołowski (2006) i Ratajczak (2007b). Sokołowski (2006) opisuje dwie sekwencje osadów, z których dolna to piaski i żwiry z wkładkami mułków, a górna – gliny zwałowe. Według tego autora piaszczysto-żwirowe osady tworzyły się w rzece roztokowej. Dominują tu warstwowania typu rynnowego w różnej skali. Najnowsze wyniki datowań tych osadów wskazują, że tworzyły się one w początkowej fazie zlodowaceń środkowopolskich (Sokołowski, 2006).

Gliny zwałowe stadiału górnego zlodowacenia Warty występują płatami na całym obszarze arkusza Wyrzysk. Na Wysoczyźnie Chodzieskiej ich strop zalega na wysokości do 104 m n.p.m. w rejonie Stalówki (otw. 106), a na wschód od Chojnej ich miąższość nie przekracza 25 m (otw. 86). Na Wysoczyźnie Krajeńskiej, w rejonie Wyrzyska (otw. 5), ich strop sięga do wysokości 88,5 m n.p.m., a miąższość nie przekracza 14,5 m (otw. 6). Miejscami gliny obu stadiałów zlodowacenia Warty tworzą jeden nierozdzielny kompleks, którego łączna miąższość dochodzi do 51,5 m, tak jak w Chwaliszewie (otw. 98). Na powierzchni terenu odsłaniają się one między innymi we wspomnianej już piaskowni-żwirowni w Wyrzysku-Hetkach. Wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych wskazują, że pochodzą one z okresu zlodowacenia Warty (Ratajczak, 2007b). Ponadto na powierzchni terenu wychodnie tych glin widać także na zboczach dolin Łobżonki, Orli i Kcyninki, a także na północnym stoku Wysoczyzny Chodzieskiej, w rejonie Gromadna.

Nawiercono je w czterech otworach kartograficznych, odpowiednio na wysokości: 76,3 m n.p.m. w Wyrzysku (otw. 4), 80,8 m n.p.m. w Osieku nad Notecią (otw. 42), 85,1 m n.p.m. w Smogulcu (otw. 75) i 90,9 m n.p.m. w Chojnej (otw. 85). Są to gliny piaszczyste i mułkowate (pyłowate), barwy szarej i brązowej, o wapnistości wynoszącej 8,4–14,7%. Mają one zróżnicowany skład petrograficzny. W rejonie Smogulca (otw. 75) obserwuje się ich dwudzielność. W glinach zwałowych w otworach 4 i 85 oraz w ich stropowej partii (na głębokości 8,5–16,6 m) w otworze 75 dominują wapienie paleozoiczne (40–46%) nad skałami krystalicznymi (35–36%). Dolomity występują w ilości 3–7%, a piaskowce – 2–6%. W glinach zwałowych w otworze 42 i w ich części spągowej (na głębokości 16,0–24,2 m) w otworze 75 skały krystaliczne (45%) przeważają nad wapieniami północnymi (34–38%). Mniejszy jest udział dolomitów (2–3%), a zwiększa się ilość piaskowców (6–9%). W materiale lokalnym w różnych proporcjach występują piaskowce (do 5%), kwarc (do 6%) i wapień (do 3%), a w dolnym poziomie glin z otworu 75 także konkrecje fosforytowe (2%). Współczynniki petrograficzne tych glin przedstawiają się następująco: O/K – 1,46; K/W – 0,77; A/B – 1,33; Dp/Wp – 0,11 (otw. 4); O/K – 1,04; K/W – 1,19; A/B – 0,70; Dp/Wp – 0,05 (otw. 42); odpowiednio poziom dolny i górny: O/K – 0,94–1,35; K/W – 1,25–0,86; A/B – 0,71–1,03; Dp/Wp – 0,09–0,07 (otw. 75); O/K – 1,58; K/W – 0,69; A/B – 1,35; Dp/Wp – 0,14 (otw. 85). Gliny o takiej charakterystyce pochodzą z okresu zlodowacenia Warty i można skorelować je z poziomami litostratygraficznymi V, VI i VII, wyróżnionymi przez Kenig (2004) w rejonie Piły.

Piaski i żwiry wodnolodowe (górne) powstałe w trakcie deglacjacji obszaru w stadiale górnym zlodowacenia Warty występują na Wysoczyźnie Krajeńskiej, gdzie są wykształcone w postaci pospółek o miąższości nie przekraczającej 8 m.

W rejonie Osieka nad Notecią, na wysokości 88,8 m n.p.m. (otw. 42), nawiercono szare piaski różnoziarniste z nielicznymi żwirami. Oprócz kwarcu, który stanowi 85–95% ziarn we frakcji piaskowej,

występują okruchy skał krystalicznych i wapienie północne. Przeważają ziarna częściowo obtoczone (54%), zliczono 20% ziarn kanciastych, a obtoczonych – 18%. Średnia wartość współczynnika obtoczenia R wynosi 1,05. Większość ziarn kwarcu ma powierzchnię pośrednią. W składzie frakcji ciężkiej przeważają amfibole (33%) nad granatami (27%), piroksenami (15%) i epidotem (7%). Towarzyszą im andaluzyt (4%), dysten (3%) oraz staurolit, cyrkon i biotyt (po 2%). Opisanie wyżej cechy wskazują na wodnolodowcowe pochodzenie osadów. Z kolei w stropie warstwy badanych utworów występuje cienka, 20-centymetrowa warstwa słabo wysortowanych i zaglinionych piasków ($\sigma_1 - 2,15$) ze żwirami. W składzie przezroczystych minerałów ciężkich ilość amfiboli i granatów w stosunku do niżej ległych osadów wyraźnie wzrasta (odpowiednio 41 i 31%), a maleje ilość piroksenów (8%) i epidotu (3%). Pozostałe minerały pozostają w niezmienionej ilości. Dobosz i Ryszkiewicz (2009) sugerują, że zmiana składu mineralogicznego w stropie jest efektem nagłego spadku energii wód transportujących materiał lodowcowy.

Osady wodnolodowcowe zalegają na glinach zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Warty. Nie można wykluczyć, że ich powstanie częściowo wiąże się już z okresem transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły.

Interglacjał eemski

P i a s k i i ż w i r y r z e c z n e. Szarozółte piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirkami, rzadziej żwirami drobnookruchowymi, oraz ze szczątkami roślin stwierdzono w pradolinie Noteci oraz w rejonie Żuławki (otw. 62) i Ludwikowa (otw. 66). W ich spągu występuje bruk żwirowo-głazowy bądź gliny zwałowe zlodowacenia Warty, osady wodnolodowcowe i zastoiskowe ze zlodowacenia Odry oraz neogeńskie iły zielone formacji poznańskiej (otw. 60). W składzie petrograficznym żwirów poza kwarcem występują skały krystaliczne, wapienie, piaskowce, okruchy krzemieni i kredy. Z opisów profili archiwalnych otworów wiertniczych wynika, że żwiry charakteryzuje dobre obtoczenie, a to mogłoby wskazywać na rzeczne środowisko akumulacji tych osadów.

Dno doliny interglacjału eemskiego na obszarze arkusza Wyrzysk znajduje się na wysokości około 30 m n.p.m. Na terenie arkusza Nakło nad Notecią SMGP w strefie pradoliny Noteci wydzielono piaski rzeczne tego interglacjału z okresu eemskiego leżące na wysokości 25–30 m n.p.m. (Włodek, 2003a, b).

Miąższość interglacjałnych utworów rzecznych we wszystkich otworach wiertniczych na obszarze badań nie przekracza 16 m.

T o r f y i p i a s k i j e z i o r n e. W Śmielinie (otw. 34), na wysokości 67 m n.p.m., występuje 40-centymetrowa warstwa torfów, które wiekowo zaliczono do utworów interglacjału eemskiego na podstawie wyników badań palinologicznych (Środoń, 1954; Rühle, 1954).

W niedalekim sąsiedztwie, w Sadkach (otw. 30), na wysokości 63,0 m n.p.m., nawiercono drewno o miąższości 0,5 m i 4,3-metrową warstwę torfów. Rozdziela je 0,5-metrowa warstwa piasków gruboziarnistych. Z opisu profilu wiertniczego wynika, że osady te oraz podścielające je gliny reprezentują utwory neogenu. Jednak analiza profili wielu odwiertów w rejonie Sadek, w tym także profilu ze Śmielina, skłaniają do uznania tak wykształconych i zalegających w takiej pozycji geologicznej osadów za utwory powstałe najprawdopodobniej w interglacjale eemskim.

Osady interglacjalu eemskiego występują na podobnej wysokości bezwzględnej na terenach innych sąsiednich arkuszy SMGP: w Ostrowcu – arkusz Stara Łubianka (Nowak, 2007a, b), w rejonie Piły – arkusz Piła (Bartczak, 2006, 2007) i w Buntowie – arkusz Wysoka (Chmal, 2011, 2012).

Zlodowacenia północnopolskie

Zlodowacenie Wisły

Dwudzielność glin zwałowych zlodowacenia Wisły na obszarze leżącym na północ od pradoliny Noteci została zaobserwowana przez wielu autorów (Listkowska, 1986, 1988; Dzierżek, 1994, 1997; Dzierżek, Olszewska, 1993; Uniejewska, Nosek, 1992, 1993). Wyżej wymienieni autorzy zaliczyli dolny poziom glin zwałowych do profilu utworów stadiału środkowego zlodowacenia Wisły. Włodek (2003a, b) na terenie arkusza Nakło nad Notecią SMGP wyróżnił dwa poziomy glin zwałowych zlodowacenia Wisły, sugerując, że dolna część może pochodzić jeszcze z okresu zlodowacenia Warty. Na podstawie wyników badań litologiczno-petrograficznych oraz przeprowadzonej analizy paleogeograficznej i przy uwzględnieniu sytuacji na sąsiednich obszarach na obszarze arkusza Wyrzysk dolny poziom glin zwałowych zaliczono ogólnie do utworów zlodowacenia Wisły, nie określając ich przynależności wiekowej w odniesieniu do konkretnego stadiału.

P i a s k i , m u ł k i i i ł y , z a s t o i s k o w o w e i r z e c z n e . Jasnożółte piaski są drobnoziarniste i pyłowate. Rzadziej występują piaski o grubszej frakcji. Osady te wykazują warstwowanie horyzontalne i skośne. Miejscami w ich stropie znajdują się beżowo-brązowe mułki lub iły pyłowate. Wysokość występowania tych osadów nie przekracza 68 m n.p.m., a ich miąższość dochodzi do 10 m.

Odsłaniają się one w skarpie Wysoczyzny Chodzieskiej, stanowiącej południowe zbocze pradoliny Noteci, i rozprzestrzeniają się w kierunku wschodnim aż po Bydgoszcz (poza obszarem arkusza) oraz na zachód – po Piłę (także poza obszarem arkusza). Sprecyzowanie wieku utworów sprawia trudności, i jak słusznie zauważył Włodek (2003a), osady te na pewno powstały po interglacjale eemskim, a ich górne partie zazębiają się z osadami wodnolodowcowymi i zastoiskowymi z transgresji łądolodu zlodowacenia Wisły. Z drugiej strony, bardzo prawdopodobna jest ich geneza zastoiskowo-wodnolodowcowa, którą przyjęto dla podobnie wykształconych osadów odsłaniających się w zboczach pradoliny Noteci na obszarze arkuszy Śmiłowo (Chmal, 2006, 2007) i Piła (Bartczak, 2006, 2007), z tą różnicą, że wiekowo przynależą one do utworów zlodowacenia Warty. W celu uniknięcia niezgodności na wschodniej granicy terenu arkusza Wyrzysk założono zastoiskowy i rzeczny charakter

omawianych utworów, tak jak to sugerowali autorzy opracowanych wcześniej arkuszy Nakło nad Notecią (Włodek, 2003a, b) i Bydgoszcz Zachód SMGP (Butrymowicz, Włodek, 2012a, b).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e z transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły występują powszechnie na obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej. Odsłaniają się one w krawędziach wysoczyzny morenowej, tworzących jednocześnie zbocza dolin Łobżonki i Orli, oraz w dolinie Noteci. Powyżej stropu tych utworów zalega dolny poziom glin zwałowych zlodowacenia Wisły (bliżej nieokreślonego stadiału) lub utwory lodowcowe związane ze stadiem górnym (leszczyńsko-pomorskim) zlodowacenia Wisły. Miejscami przykrywają je osady zastoiskowe. Piaski są szare, bądź żółtoszare, różnoziarniste, czasami gruboziarniste, ze żwirami. Występują w nich przewarstwienia żwirów grubo-okruchowych.

W otworach wiertniczych strop utworów wodnolodowcowych występuje najwyżej w Sadkach, na wysokości około 91 m n.p.m. (otw. 30). Ich miąższość wynosi od kilku do ponad trzydzieści metrów (otw.: 17, 19 i 57). Należy jednak zwrócić uwagę, że pewne partie tych osadów mogą pochodzić z okresu zlodowaceń środkowopolskich. W Śmielinie (otw. 34) i w Sadkach (otw. 30) piaszczysto-żwirowe osady zalegają pomiędzy dolnym poziomem glin zwałowych zlodowacenia Wisły a glinami zwałowymi stadiału górnego tego zlodowacenia. Leżą one także na torfach interglacjału eemskiego (otw. 34) oraz na piaskach z drewnem i na torfach (otw. 30), przypuszczalnie z interglacjału eemskiego. Ich miąższość wynosi tutaj 28,7 m (otw. 30).

Szare i szarobrazowe g l i n y z w a ł o w e o miąższości 5,6 m nawiercono w rejonie Wyrzyska, na wysokości 82,5 m n.p.m. (otw. 4). Występują one pod 8,5-metrową warstwą mułków zastoiskowych zlodowacenia Wisły oraz na piaskach i żwirach wodnolodowcowych, przypuszczalnie z recesji lądolodu zlodowacenia Warty.

Wapnistość glin zwałowych maleje w kierunku stropu (11–16%). Skład petrograficzny, w odróżnieniu od występujących poniżej w profilu glin zwałowych zlodowacenia Warty, wyróżnia się zdecydowanie większą przewagą wapieni północnych (48%) nad skałami krystalicznymi (32%) i wyższą zawartością dolomitów (9%). Natomiast zmniejsza się ilość materiału lokalnego z 12 do 8%, zanikają także krzemienie. Najliczniej występują piaskowce (3%), wapienie i kwarc (po 2%). Średnie wartości współczynników petrograficznych pomierzone dla frakcji żwirowej glin przedstawiają się następująco: O/K – 1,90; K/W – 0,57; A/B – 1,66; Dp/Wp – 0,18. W składzie przezroczystych minerałów ciężkich amfibole i granaty występują w ilości odpowiednio 32 i 31%. Towarzyszą im pirokseny (16%) i epidot (10%) oraz w mniejszych ilościach dysten (3%) i cyrkon (1%). Wiek omawianych glin można wiązać ze zlodowaceniem Wisły (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). Parametry petrograficzne odpowiadają glinom B2 wyróżnionym przez Lisickiego (2003) jako środkowy poziom glin zlodowacenia Wisły (zlodowacenia bałtyckiego), ale bardziej precyzyjne określenie ich wieku na etapie prac kartograficznych było niemożliwe.

Mułki i piaski zastoiskowe (dolne) zalegające pomiędzy dwoma poziomami glin zwałowych zlodowacenia Wisły stwierdzono w wielu otworach wiertniczych na obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej (otw.: 4, 21, 30, 31, 38, 39, 40 i 42). W Sadkach (otw. 30) rozdzielają one dwie warstwy glin zwałowych zlodowacenia Wisły, które leżą powyżej osadów bagiennych interglacjału eemskiego. Na powierzchni terenu utwory zastoiskowe odsłaniają się w krawędziach wysoczyzny morenowej w rejonie Wyrzyska i na południowym skłonie wysoczyzny morenowej, na północ od pradoliny Noteci. Podczas kartowania geologicznego w rejonie Bagdadu i Dąbek pod osadami lodowcowymi nawiercono silnie wapniste i ciemnobrązowe mułki ilaste oraz piaszczyste, przewarstwione jasnobrązowymi piaskami pyłowatymi.

W Wyrzysku (otw. 4) pomiędzy glinami zwałowymi dolnymi i górnymi zlodowacenia Wisły nawiercono mułki ilaste o wysokiej wapnistości (18% węglanu wapnia) i z laminkami piasków drobnoziarnistych oraz pyłowatych. Miąższość tej serii wynosi 8,5 m. W składzie petrograficznym poza kwarcem (do 95%) są obecne okruchy skał krystalicznych, wapieni północnych, a także mułowców, piaskowców i uwęglonej substancji roślinnej. Przeważają ziarna kwarcu częściowo obtoczone (52%), natomiast na pozostałość składają się w 27% ziarna obtoczone, a w 21% – kanciaste. Średnia wartość współczynnika obtoczenia R wynosi 0,90. Dominują ziarna o powierzchni pośredniej. Skład mineralny jest prawie identyczny jak w niżej ległych glinach zwałowych. Tworzą go amfibole (35%), granaty (28%), pirokseny (16%) i epidot (10%). W mniejszych ilościach występują rutil, dysten i andaluzyt (po 2%) oraz cyrkon i staurolit (po 1%). Osady o takiej charakterystyce mają genezę jeziorno-lodowcową (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). W tej części terenu najwyżej strop serii osadów nawiercono w Polanowie, na wysokości 94,7 m n.p.m. (otw. 38), a największa ich miąższość wynosi 15,0 m (otw. 21 i 38).

W obrębie Wysoczyzny Chodzieskiej osady zastoiskowe o miąższości przekraczającej 6,6 m (otw. 77) nawiercono w rejonie Słupowej, Laskownicy, Łankowic i Dębogóry. Są to szare i jasnobrązowe piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków i ilów. W rejonie Laskownicy (otw. 77 i 78) i Łankowic (otw. 103) osady te przykrywają gliny zwałowe, a w Dębogórze (otw. 82) i Słupowej (otw. 96) leżą pod utworami moren spiętrzonych. Ich strop zalega najwyżej na wysokości 101 m n.p.m. w Dębogórze (otw. 82).

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e (dolne). Osady te, najczęściej wykształcone jako pospółki, zawierają różne ilości frakcji zwirowej. Miejscami są to piaski drobnoziarniste i pyłowate (m.in. na powierzchni terenu wzdłuż doliny Kcyninki).

W otworze kartograficznym 85 (Chojna) na wysokości 100,4 m n.p.m. nawiercono 9,5-metrową warstwę słabo wysortowanych ($\sigma_1 - 1,37$), brązowo-szarych piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone. Zdecydowanie przeważają ziarna częściowo obtoczone (42%)

i kanciaste (33%) nad obtoczonymi (25%). Współczynnik obtoczenia R przyjmuje średnią wartość 1,18. Oprócz kwarcu (75%) występują okruchy skał krystalicznych, wapienie północne, piaskowce i żelaziste zlepy ziarn. Kwarc ma powierzchnię pośrednią, ale dość licznie pojawiają się też ziarna matowe i błyszczące. W składzie frakcji minerałów ciężkich największy udział biorą amfibole (35%), granaty (34%), pirokseny (10%) i epidot (9%). W mniejszych ilościach występują cyrkon i staurolit (po 2%) oraz turmalin, dysten i andaluzyt (po 1%) (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009).

Osady te pochodzą z fazy transgresji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia Wisły. Odsłaniają się one na powierzchni terenu, zarówno w krawędziach Wysoczyzny Krajeńskiej, gdzie najwyżej występują na wysokości około 95 m n.p.m, jak i na stokach Wysoczyzny Chodzieskiej, na której ich strop maksymalnie sięga do 100 m n.p.m. Miąższość osadów wodnolodowcowych na Wysoczyźnie Krajeńskiej nie przekracza 7 m w Wyrzysku (otw. 15), a na Wysoczyźnie Chodzieskiej dochodzi do kilkunastu metrów.

Piaski i gliny zwałowe, miejscami piaski i żwiry, moren spiętrzonych budują ciąg wzgórz wyznaczających zasięg subfazy chodzieskiej (Kozarski, 1981, 1993; Kasprzak, Kozarski, 1985; Kozarski, Nowaczyk, 1985; Kozarski, Kasprzak, 1987). Ze względu na brak dużych odsłonień, budowę geologiczną tych form rozpoznano głównie dzięki sondom i nielicznym wierceniom archiwalnym. W otworze 82, zlokalizowanym na jednej z kulminacji wzgórza w rejonie Dębogóry, osiągającego maksymalną wysokość 161,9 m n.p.m., nawiercono 36-metrowy kompleks glin zwałowych i piasków, występujących przemiennie z ilami neogenu. W rejonie Chojnej, w profilu otworu 87, opisano 40,3 m przewarstwiających się wzajemnie piasków, żwirów i glin zwałowych oraz piasków z wkładkami mułków.

Miąższość omawianych osadów, biorąc pod uwagę wysokość form, które budują, wynosi kilkadziesiąt metrów (ponad 60 m w przypadku wzgórza w rejonie Dębogóry). Nie można wykluczyć, że część z tych wyniesień może być morenami akumulacyjnymi.

Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren czołowych, częściowo spiętrzonych budują wzgórze Dębowej Góry, gdzie przypuszczalnie na starszą strukturę, spiętrzoną glacitektonicznie, zostały nałożone osady moren czołowych.

Wydzieleniem tym objęto również jedno ze wzgórz morenowych w ciągu subfazy chodzieskiej, leżące w Chojnej przy granicy z obszarem arkusza Kcynia SMGP, mimo braku istotnych różnic w budowie tej formy w porównaniu do pozostałych moren spiętrzonych w tym rejonie.

Gliny zwałowe nie tworzą zwartej powierzchni. W pradolinie Noteci, między Mieczkowem a Pauliną, budują niższy poziom wysoczyznowy, leżący na wysokości 70–74 m n.p.m. Miąższość glin w tym rejonie nie przekracza 5 m. Na morfologicznie wyższym poziomie Wysoczyzny Chodzieskiej zalegają one na wysokości około 100 m n.p.m., a u podnóża moreny spiętrzonej w rejonie Dębogóry

ich strop sięga najwyżej (do 115 m n.p.m.). Największa miąższość glin zwałowych w tej części obszaru wynosi 14 m w Siernikach (otw. 101). Na Wysoczyźnie Krajeńskiej występują one na wysokości 90–110 m n.p.m., a najwyżej ich strop znajduje się na około 125 m n.p.m., w strefie moreny spiętrzony (Dębowa Góra), gdzie zalegają pod piaskami i żwirami lodowcowymi. Największą miąższość – 17 m omawiane utwory osiągają w Wyrzysku (otw. 11). Gliny zwałowe zalegające bezpośrednio na powierzchni terenu w stropowych partiach są zwietrzałe.

Badane gliny nawiercono w otworach kartograficznych w Wyrzysku (otw. 4), w Osieku nad Notecią (otw. 42), w Smogulcu (otw. 75) i w Chojnej (otw. 85). Gliny piaszczyste i mułkowate (pyłowate), najczęściej brązowe, szare lub szarobrunatne, odznaczają się niską zawartością węgla wapnia (średnio 4,9–8,1%). Omawiane utwory w otworze 4 zalegają na silnie ilastych mułkach i piaskach zastoiiskowych i są zwietrzałe, na co wskazuje wapnistość na poziomie 0,1%.

Skład petrograficzny glin zwałowych występujących w obrębie Wysoczyzny Krajeńskiej (otw. 42) różni się w pewnym stopniu od składu petrograficznego tych glin, występujących na Wysoczyźnie Chodzieskiej (otw. 75 i 85). W glinach zwałowych z Osieka nad Notecią (otw. 42) skały krystaliczne (46%) zdecydowanie przeważają nad wapieniami paleozoicznymi (32%), natomiast w glinach nawierconych w Smogulcu (otw. 75) dominują wapień (44%) nad skałami krystalicznymi (33%). Występują w nich także dolomity (4%), których nie stwierdzono w glinach w pozostałych profilach. W glinach z rejonu Chojnej (otw. 85) ilość wapieni paleozoicznych (40%) i skał krystalicznych (41%) utrzymuje się na zbliżonym poziomie, a ilość piaskowców północnych wynosi 5–8%. Stosunkowo słabo zaznacza się w glinach Wysoczyzny Chodzieskiej zawartość materiału lokalnego (11–16%). Natomiast w glinach zwałowych zalegających na Wysoczyźnie Krajeńskiej wapień (6%) stanowią najliczniejszą grupę skał. Towarzyszą im kwarc (3%), piaskowce (2%) oraz krzemienie i kongregacje fosforytowe (po 2%), które nie występują w glinach w południowej części obszaru. Na Wysoczyźnie Chodzieskiej w glinach zwałowych jest mniejsza zawartość wapieni (3%), a wzrasta zawartość kwarcu (3–7%). Średnie wartości współczynników petrograficznych pomierzonych dla frakcji żwirowej przedstawiają się w otworach 42, 75 i 85 następująco: O/K – 0,83–1,63–1,08; K/W – 1,45–0,71–1,05; A/B – 0,61–1,16–0,84; Dp/Wp – 0,00–0,09–0,00. Z kolei skład zespołu minerałów ciężkich w glinach zwałowych we wszystkich otworach wiertniczych jest zbliżony, z wyjątkiem zawartości epidotu. Poza amfibolami (36–44%) stwierdzono granaty (18–35%), pirokseny (9–13%) oraz epidot (3–18%). W mniejszych ilościach występują: turmaliny, cyrkon, dysten, staurolit i andaluzyt (1–4%). Gliny zwałowe o podobnej charakterystyce odpowiadają w zachodniej części Pomorza glinom ze zlodowacenia Wisły (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009).

Powierzchnię wysoczyzny morenowej, zbudowaną z glin zwałowych stadiału górnego zlodowacenia Wisły, urozmaicają głazy narzutowe lub ich skupiska w ilości dochodzącej nawet do kilkadziesiątu sztuk.

P i a s k i i ż w i r y l o d o w c o w e. Piaski mają barwę żółtobrązową, niekiedy żółtoszarą, a najczęściej są drobnoziarniste i zawierają kilka-kilkanaście procent frakcji pyłowej oraz w różnych proporcjach frakcje żwirową i głazową. Na powierzchni terenu pokrytej piaskami lodowcowymi występują pojedyncze głazy i ich skupiska, a nawet bloki o średnicy około 2 m.

Nawiercone w Smogulcu (otw. 75) piaszczysto-żwirowe osady są słabo wapniste (3,7%) i słabo wysortowane ($\sigma_1 - 1,78$). Wśród minerałów ciężkich dominują amfibole (44%). Towarzyszą im epidot i granaty (po 18%) oraz pirokseny. W niewielkich ilościach występują dysten, staurolit i andaluzyt (po 2%) oraz cyrkon (1%). Piaski są głównie kwarcowe (80%), miejscami występują okruchy skał krystalicznych, węglanowe zlepy ziarn oraz piaskowce i konkretje manganowe. Przeważają ziarna częściowo obtoczone (50%), przy mniejszym udziale ziarn kanciastych – 30% i obtoczonych – 20% (Dobosz, Ryszkiewicz, 2009). W pradolinie Noteci tego typu osady tworzą ostańce erozyjne.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o m o r e n o w e występują w pradolinie Noteci na niższym poziomie wysoczyznowym (około 70 m n.p.m.). Osady te tworzą rozczłonkowane wychodnie ciągnące się od Mieczkowa w kierunku wschodnim, gdzie na obszarze arkusza Nakło nad Notecią przypisano im genezę rezydualną (Włodek, 2003a, b). Omawiane osady opisane w licznych dokumentacjach surowcowych, eksploatuje się obecnie w kilku żwirowniach w rejonie Mieczkowa. Serię złożową tworzą tu brunatne pospółki o zmiennym stosunku frakcji piaskowej (50–70%) do żwirowej (10%–30%) i niewielkiej zawartości pyłów (średnio 2,5%). Miejscami wzrasta udział ziarn o średnicy powyżej 2,5 mm (ponad 60%) oraz ziarn o średnicy powyżej 40 mm (do 10%). W składzie petrograficznym frakcji powyżej 5 mm widoczna jest przewaga skał osadowych nad krystalicznymi. W osadach tych zaznacza się warstwowanie przekątne i poziome. Miejscami opisano w nich przewarstwienia glin oraz mułków. W sąsiedztwie wyrobisk leżą głazy o średnicy do 1 m, wydobyte z osadów podczas eksploatacji kruszywa. Na ogół miąższość osadów wodnomorenowych nie przekracza 2 m, a największą – 8 m stwierdzono na południe od Pauliny (otw. 69).

P i a s k i , m i e j s c a m i g l i n y z w a ł o w e w s p ł y w a c h , k e m ó w. Piaski budujące pagóry kemowe są żółte, niekiedy szarożółte, drobnoziarniste i pyłowate. Na zboczach kemów miejscami występują gliny spływowe. Na terenie arkusza nie występują odsłonięcia, które umożliwiłyby lepsze poznanie osadów budujących te formy. Informacji o ich budowie dostarczyły wiercenia. Wysokość form kemowych stanowi jednocześnie miąższość budujących je osadów. W północnej części obszaru ich miąższość nie przekracza kilka metrów, a w części południowej – piaszczysto-pyłowate osady budujące kem w rejonie Smogulca mają około 10 m miąższości. Największa miąższość osadów w pagórach kemowych nie przekracza 15 m (rejon Gromadna).

P i a s k i p l a t e a u k e m o w y c h znajdują się tylko w południowo-wschodniej części obszaru arkusza i tworzą formy, w większej części kontynuujące się na terenie arkusza Nakło nad Notecią.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne). Ich sedymentacja zachodziła w czasie deglacjacji obszaru w stadiale górnym zlodowacenia Wisły. Piaski różnoziarniste miejscami przewarstwiają żwiry różnokruchowe. Piaski są częściowo obtoczone, a także horyzontalnie i skośnie warstwowane.

W północnej części obszaru arkusza występują one płatami na powierzchni terenu, na różnej wysokości (65–100 m n.p.m.). Na południowy wschód od Bagdadu są eksploatowane, a ich miąższość wynosi tutaj około 12 m. W dolinie Łobżonki piaski drobnoziarniste i pyłowate znajdują się na wysokości około 63 m n.p.m., pod osadami rzecznyymi holocenu i zlodowacenia Wisły. Największą miąższość, 15 m, osiągają one w dolinie Łobżonki, w rejonie Wyrzyska (otw. 2). W pradolinie Noteci wychodnie osadów wodnolodowcowych przebiegają równoleżnikowo wzdłuż stoków Wysoczyzny Chodzieskiej. W tej części terenu występują głównie piaski o drobnej i średniej granulacji, sporadycznie zawierające niewielką domieszkę żwirów. Ich miąższość nie przekracza 10 m. Podobnie wykształcone osady wodnolodowcowe występują na Wysoczyźnie Chodzieskiej. W tej części obszaru ich miąższość przekracza 10 m w rejonie Smogulca (w otw. 84 – nieprzewiercone). Wychodnie tych osadów towarzyszą głównie dolinom Kcyninki i Młynówki Borowskiej. Przylegają one także do południowo-wschodnich stoków wzgórza morenowego Dębogóra, gdzie są położone najwyżej – na wysokości około 107 m n.p.m.

Mułki i piaski zastoiskowe (górne) występują na Wysoczyźnie Krajeńskiej, między Mrozowem a Sadkami. Osady te powstały na dnie jeziora zastoiskowego, które zostało zdrenowane w kierunku na południowy wschód ku dolinie Rokitki oraz na północny zachód ku Orli (dolina odwadniająca obszar dawnego zastoiska przechodzi na teren arkusza Łobżenica SMGP). Ze względu na urozmaiconą inicjalną morfologię dna tego zbiornika, omawiane utwory nie tworzą jednolitej równiny akumulacyjnej lecz rozciągają się na wysokości 81,0–96,5 m n.p.m. Ich miąższość wynosi przynajmniej 2,5 m. Miąższości maksymalnej nie udało się ustalić.

Żwiry, piaski i głązy rezydualne występują tylko w południowo-wschodniej części obszaru arkusza, gdzie zostały one wyodrębnione w celu ustalenia zgodności wydzielen na granicy z terenem arkusza Nakło nad Notecią.

Piaski rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradoliny) 9,0–12,0 m n.p. rzeki (Noteci) pojawiają się tylko w północnej części pradoliny Noteci. Ich miąższość wynosi średnio 2,5 m, a maksymalnie – 4,0 m w Osieku nad Notecią (otw. 51).

Piaski rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradoliny) 6,0–9,0 m n.p. rzeki (Noteci) są drobno- i średnioziarniste. Średnia ich miąższość wynosi 3 m.

Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradoliny) 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Noteci). Na terenie arkusza ten taras

w pradolinie Noteci budują w przewodze piaski drobnoziarniste. Piaski średnioziarniste i żwiry drobnookruchowe stwierdzono w nielicznych otworach. Miąższość tych utworów na ogół wynosi 2 m, a maksymalnie dochodzi do 4 m.

Piaski rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradoliny) 1,5–3,0 m n.p. rzeki (Noteci) występują na rozległej powierzchni we wschodniej części obszaru arkusza, natomiast w części zachodniej – w czterech izolowanych płatach, ponieważ zostały rozcięte przez dolinę Łobżonki i w niektórych partiach przykryte torfami holoceniowymi. Są to głównie piaski różnoziarniste, o miąższości 2–4 m.

Mułki i piaski rzeczno-wodnolodowcowe (tarasów pradolinnych, kopalnych) występują na wysokości 3,0–4,0 m p.p. rzeki Noteci, w równoleżnikowej strefie o szerokości około 2,5 km, pod przykryciem torfów holoceniowych, a w pobliżu koryta rzeki – także pod piaskami, mułkami i żwirami rzecznyymi tarasu zalewowego. Dolna część tego kompleksu jest bardziej piaszczysta, w górnej partii zaś przeważa frakcja pyłowa. Miąższość budujących go osadów wynosi 3–4 m. W okolicach Żuławki zalegają one na piaskach i żwirach rzecznych z okresu interglacjału eemskiego (otw. 62 i 63).

Piaski stożków napływowych znaleziono tylko w jednym miejscu – u ujścia doliny Łobżonki do pradoliny Noteci. Osady te, o miąższości około 2 m, pokrywają głównie powierzchnię tarasów pradolinnych na wysokości 1,5–3,0 i 6,0–9,0 m n.p. Noteci. Są to piaski średnioziarniste z nieznaczną domieszką żwirów bardzo drobnookruchowych. Pod względem strukturalnym badane osady wykazują podobieństwo do utworów rzecznych budujących taras rzeczny nadzalewowy w dolinie Łobżonki.

Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzeki (Łobżonki i Orli) mają miąższość około 2–3 m i zalegają na piaskach i żwirach wodnolodowcowych wypełniających rynnę powstałą wskutek działalności ablacyjnych wód lodowcowych. Piaski są żółto-szare i średnioziarniste, z domieszką żwirów (około 10%). Miejscami żwiry stanowią frakcję dominującą. Zarówno piaski, jak i żwiry odznaczają się dobrym obtoczeniem.

b. Czwartorzęd nierozdzielony

Gliny koluwalne (soliflukcyjne) oraz piaski, piaski pyłowate i gliny, deluwialne i koluwalne występują tylko na kontakcie z obszarem arkusza Nakło nad Notecią.

Pokrywy piasków eolicznych znajdują się głównie w pradolinie Noteci i na Wysoczyźnie Chodzieskiej, gdzie towarzyszą wydmom lub tworzą samodzielne wystąpienia o miąższości około 2 m. Ponadto w dnie pradoliny, na tarasie pradolinnym 9,0–12,0 m n.p. Noteci, wydzielono dwa niewielkie pola piasków tej genezy, a na północ od Nowego Dworu jedno pole – na tarasie pradolinnym 3,0–6,0 m n.p. Noteci.

Piaski eoliczne w wydmach występują dość licznie w pradolinie Noteci i na Wysoczyźnie Chodzieskiej. Największą formą eoliczną jest wydma nazywana Zamczyskiem. Miąższość piasków na jej południowym ramieniu wynosi około 10 m. Podobną miąższość te osady osiągają w zespole wydm na terenie na zachód od Smogulca. Formy wydmore powstały z przewiania piasków wodno-lodowcowych występujących na ich zachodnim zapleczu. Na zachód od Dębogóry przebiegają dwa kolejne ciągi wydm o wysokości względnej około 2–3 m.

Piaski i mułki (pyły) deluwialne znaleziono w dwóch różnych formach morfologicznych. W pradolinie Noteci i w dolinie Łobżonki osady te zalegają na dolnych załamaniach zboczy, występują też w dnach suchych dolin denudacyjnych, rozcinających krawędzie wysoczyzny morenowej. W obrębie Wysoczyzny Chodzieskiej występuje także strefa osadów deluwialnych położona u podstawy skarpy wysoczyznowej, na linii Swoboda–Laskownica–Gromadno. Deluwia u wylotu suchych dolin denudacyjnych, wylewając się na poziom wyższych tarasów pradolinnych, przybierają kształt stożków. W ich obrębie, a także u podstawy najbardziej stromych zboczy pradoliny, miąższość osadów deluwialnych wynosi około 3 m.

c. Holocen

Piaski, piaski pyłowate i mułki, rzeczne i deluwialne zostały wydzielone tylko na kontakcie z obszarem arkusza Nakło nad Notecią.

Gytie występują w dnie pradoliny Noteci w kopalnej pozycji podtorfowej, prawdopodobnie w paleostorzech Noteci i Rokitki. Największą ich miąższość – 2,5 m stwierdzono w Żuławce (otw. 66), w pobliżu koryta Noteci. W brzeżnej części doliny Rokitki, pod jednometrową warstwą torfów, znaleziono nagromadzenie gytii o miąższości przynajmniej 1,5 m. Są to osady ciemnoszare, lekko wapniste i zawierają szczątki roślin oraz domieszkę piasków drobnoziarnistych.

Piaski stożków napływowych wydzielono w strefach ujścia do pradoliny Noteci dla Rokitki, cieką płynącego przez Łodź i Anielin, rzeczki biegnącej przez Ludwikowo i innych mniejszych bezimiennych potoków, rozcinających krawędź doliny Noteci w rejonie Kowalewka i Kowalewka Folwarku. Są to piaski barwy szaro-żółtej, średnioziarniste, z niewielką domieszką żwirów drobno-okruchowych o miąższości około 4 m, pomierzonej w osiach tych stożków.

Piaski, mułki i żwiry rzeczne wydzielono jedynie na północnej granicy z obszarem arkusza Łobżenica SMGP.

Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–1,5 m n.p. rzeki (Noteci i Orli); 1,0–2,5 m n.p. rzeki (Łobżonki). W dolinie Noteci taras zalewowy budują głównie szare piaski i namuły torfiaste, tworzące łachy meandrowe. Ich miąższość wynosi około 4 m. W tarasach Łobżonki i Orli występują żółte piaski, drobnoziarniste i pyłowate,

zalegające na żółto-brązowo-zielonych mułkach piaszczystych. Miejscami piaski są średnioziarniste, z domieszką żwirów bardzo drobnookruchowych. Ich miąższość przekracza 6 m w rejonie Wyrzyska (otw. 14). Na powierzchni tych tarasów, w ich wyższych partiach, występują namuły torfiaste o miąższości nieprzekraczającej 0,7 m. Namuły torfiaste oraz czarne lub brązowe torfy stwierdzono także w spągu kompleksu osadów budujących te tarasy. W Wyrzysku (otw. 7 i 13) znaleziono kopalną warstwę torfów na głębokościach odpowiednio 1,8–2,2 m i 1,7–2,8 m. Także w okolicach Wyrzyska (otw. 3), pod piaskami średnioziarnistymi, nawiercono torfy na głębokości 1,8–2,8 m, a poniżej – do 4,0 m czarne namuły torfiaste.

Namuły zagłębienia bezodpływowych występują w obrębie wysoczyzny morenowej na wysokości około 100 m n.p.m. i na równinie wodnolodowcowej – na około 67 m n.p.m. Wypełniają one zagłębienia po martwym lodzie. Są to utwory piaszczysto-mułkowe barwy szaroniebieskiej, szarozielonej i szarobrunatnej, z dużą zawartością niezwęglonych szczątków roślinnych, smugowane humusem. Ich miąższość nie przekracza 2 m.

Mułki i piaski starorzeczy. Starorzeczca występują w dolinie Noteci. Wypełniają je mułki i piaski, którym towarzyszą namuły piaszczyste. Miąższość osadów nie przekracza 2 m. Stanowią one utwory facji powodziowej.

Namuły piaszczyste i piaski den dolinnych zostały wprowadzone jako odrębne wydzielenie ze względu na ich obecność w jednym miejscu na granicy z obszarem arkusza Kcynia SMGP.

Namuły den dolinnych występują w dnach dolin Rokitki, Kcyninki i w dnach mniejszych dolin odwadniających obszary Wysoczyzny Krajeńskiej i Wysoczyzny Chodzieskiej. Szare i ciemnoszare namuły zawierają dużą ilość niezwęglonych szczątków roślinnych, podobnie jak współwystępujące z nimi piaski drobno- i średnioziarniste. Ich miąższość nie przekracza 2 m.

Namuły torfiaste wypełniają drobne zagłębienia na powierzchni utworów wodnolodowcowych lub glin zwałowych zlodowacenia Wisły. Ich miąższość nie przekracza 2 m.

Torfy występują głównie w pradolinie Noteci na wysokości około 50–55 m n.p.m. Wypełniają również obniżenia po martwym lodzie w rejonie Kowalewka i na południe od Dębogóry. W dolinie Noteci, w miejscach, gdzie ich miąższość jest niewielka, zalegają na piaskach, mułkach i żwirach rzecznych tarasów 1,0–1,5 m n.p. rzeki oraz na piaskach i żwirach rzeczno-wodnolodowcowych tarasów nadzalewowych (pradolinnych) 1,5–3,0 m n.p. rzeki, a także na gytiach. Są to torfy niskie, przeważnie trzciniowe i trzciniowo-turzycowe. Średnia popielność torfów wynosi 14%, a średni stopień ich rozkładu – 31%. Przy średniej miąższości torfów na tym obszarze rzędu około 4 m, największą – 7 m, stwierdzono na południe od Jadwiżyna, w dolinie Noteci (otw. 64). Przybylski (1961) sugeruje, że proces sedymentacji torfów w pradolinie rozpoczął się w młodszym dryasie.

B. TEKTONIKA I RZEŹBA PODŁOŻA CZWARTORZĘDU

Obszar arkusza Wyrzysk znajduje się w strefie antyklinorium pomorsko-kujawskiego, na pograniczu bloków Piły i Więcborka (Raczyńska, 1987). W północnej części terenu badań występuje skrzydło rozległej antykliny, zbudowanej ze skał osadowych jury dolnej (pliensbach i toark), i której oś przebiega na linii Szubin–Łobżenica. Dadlez (1974) nazwał tę strukturę antyklinorium Szubina. W południowej części obszaru arkusza skrzydło antykliny przechodzi w skrzydło perysynkliny Żnina–Chwaliszewa, gdzie wydzielono skały kredy dolnej – od barremu w części brzeżnej po berias w części centralnej (Raczyńska, 1987; Raczyńska, Sokołowski, 1987). Jednostki te oddziela od siebie dyslokacja Wyrzyska, która zaznacza się w osadach cechsztynu i triasu (Raczyńska, 1987).

Dzięki badaniom sejsmicznym, prowadzonym m.in. na obszarze arkusza Wyrzysk, potwierdzono obecność na tym terenie struktur halotektonicznych. Przebiega tu wał solny Prądy–Krajenka–Łobżenica–Szubin (Dadlez i Marek, 1969, 1974; Raczyńska, 1987). Wysady soli cechsztyńskich występują również w bliskim sąsiedztwie, na obszarze arkusza Kcynia SMGP – w Wapnie i w Kcyni (Dadlez, Marek, 1974). W Wapnie większy z nich przebija nie tylko kompleks skał mezozoiczno-neogeńskich, ale także osady starszego czwartorzędu, co wskazywałoby na aktywność neotektoniczną w pewnym stopniu uwarunkowaną glaciostatycznie.

Tektonika mezozoiczna zaznacza się na obszarze arkusza Wyrzysk obecnością rowu tektonicznego, wypełnionego wapieniami i marglami jury górnej (strop na wysokości 77,5–81,6 m p.p.m.), na skrzydłach którego występują osady jury dolnej. W północnej części tej struktury występuje dwustopniowy zrąb, zbudowany z utworów jury dolnej oraz z dolnooligocenów osadów formacji czempińskiej. Istnienie takiego rowu o położeniu zgodnym z przebiegiem pradoliny Noteci sugerował już Włodek na terenie sąsiedniego arkusza Nakło nad Notecią, (2003a), z tym że w całości powstał on tam w piaskowcach i łupkach jury dolnej. Zrzuty zdyslokowanych neogeńskich ławic węgla brunatnego mają amplitudę około 10 m, a analiza porównawcza profili otworów wiertniczych pokazuje, że przemieszczenia uskokowe w tej strukturze w każdym miejscu sięgają granicy osadów neogenu i czwartorzędu. Z powyższego wynika, że rów ten był czynny tektonicznie przez cały neogen i prawdopodobnie także w czwartorzędzie.

Drugi, mniejszych rozmiarów rów tektoniczny stwierdzono w północnej części omawianego obszaru. Ograniczające go uskoki dyslokują utwory jury dolnej i oligocenu dolnego (formacji czempińskiej i mosińskiej górnej) o około 10 m. Dysjunktywna aktywność tektoniczna w obrębie rowu zakończyła się w miocenie dolnym, ale lokalna subsydencja trwała nadal, czego efektem jest fleksuralne obniżenie środkowomiocenowego pokładu węgla brunatnego w kierunku dna tej struktury.

Obserwowane w wierceniach deniwelacje w położeniu powierzchni stropowej poszczególnych formacji litostratygraficznych paleogenu i neogenu mogą wskazywać na zaangażowanie tektoniczne

tego piętra strukturalnego. W osadach formacji czempińskiej zaznacza się uskoki SW–NE o zrzuconym skrzydle północnym, biegnący między Siernikami (otw. 101) a Stalówką (otw. 104). Na północ od otworu 71 (rejon Ludwikowa) przebiega uskoki o prawdopodobnym kierunku NW–SE, zaznaczający się również w osadach formacji mosińskiej górnej, gorzowskiej i krajeńskiej (tabl. II). W tym przypadku zrzucone jest skrzydło południowe.

Przy założeniu, iż efekty neogeńskich pionowych ruchów tektonicznych zostaną zredukowane (przekrój geologiczny A–B), strop morskich osadów oligocenu stanowi prawierównię abrazyjną, rozciągającą się na wysokości 45–25 m p.p.m. Zatem zasadnicze rysy pionowych dyslokacji tektonicznych ukształtowały się w neogenie, jedynie w przypadku rowu znajdującego się pod doliną Noteci nastąpiło w tym czasie odnowienie uskoków, które powstały jeszcze w orogenezie kimeryjskiej.

W osadach piętra kenozoicznego zaobserwowano efekty działalności neotektoniki i glacitektoniki. Zaburzenia glacitektoniczne objęły różne litologicznie osady plejstoceny i neogeńskie w północnej i w południowej części obszaru arkusza Wyrzysk. Na Wysoczyźnie Krajeńskiej, w obrębie Dębowej Góry, ropy neogeńskie są spiętrzone na wysokości około 45–150 m n.p.m. Do tych spiętrzonych osadów przylegają od północy zaburzone glacitektonicznie piaski i żwiry z warstwami glin zwałowych i węgla brunatnego, powstałe w stadiale środkowym zlodowacenia Warty. Taki też wiek należy przypisać inicjalnym spiętrzeniom glacitektonicznym ropy neogeńskich. Prawdopodobnie wysokość wyniesienia spiętrzonych ropy neogenu w rejonie Dębowej Góry wzrastała w czasie kolejnych awansów lądolodów – w stadiale górnym zlodowacenia Warty oraz w stadiale górnym (leszczyńsko-pomorskim) zlodowacenia Wisły.

Dotychczasowi badacze Wysoczyzny Krajeńskiej i pradoliny Noteci (Uniejewska, Włodek, 1978) na podstawie wcześniejszych obserwacji (Gadomska, 1957; Szupryczyński, 1958) wskazują na występowanie w rejonie Dębowej Góry ropy osadów neogeńskich o miąższości około 80 m, nasuniętej na utwory plejstoceny. Badania prowadzone na obszarze arkusza Wyrzysk SMGP tezy tej nie potwierdziły. ropy spiętrzone przechodzą stopniowo w horyzontalnie zalegające ropy formacji poznańskiej. ropy neogeńskie w postaci kier lodowcowych występują za to w obrębie wzgórz morenowych na Wysoczyźnie Chodzieskiej. Zaburzenia glacitektoniczne obejmują tam różne litologicznie osady plejstoceny oraz utwory formacji poznańskiej, należące najczęściej do ogniwa ropy zielonych. Na obecnym etapie rozpoznania charakter tych zaburzeń w morenach spiętrzonych południowej części terenu jest trudny do określenia (brak odsłoneń oraz większej ilości głębokich wierceń). Pakiety osadów ilasto-mułkowych w postaci kier o zmiennej miąższości zostały opisane w profilach wierceń wielokrotnie (okolice Dębogóry) i prawdopodobnie nie mają łączności z podłożem plejstocenu. Miejsca występowania zaburzeń glacitektonicznych zaznaczono na szkicu geologicznym odkrytym (tabl. II).

W podłożu czwartorzędu występują różnowiekowe obszary depresji o złożonej genezie (erozyjnej i egzarycyjnej), rozdzielające obszary kopalnych wysoczyzn (tabl. II).

W centralnej części obszaru arkusza przebiega równoleżnikowo obniżenie, powstałe w czasie zlodowacenia Odry, które znajduje się na wysokości od około 30 m p.p.m. do około 10 m n.p.m. w osadach formacji adamowskiej (miocen środkowy), krajeńskiej (miocen dolny i środkowy) i gorzowskiej (miocen dolny). W północno-wschodniej części obszaru, w rejonie Samostrzela, opisywana depresja schodzi na wysokość około 35 m p.p.m. W tym miejscu ona została ona uformowana podczas zlodowacenia Sanu 2, a jej dno (doliny?, rynny?) wcina się w osady formacji mosińskiej górnej (oligocen dolny).

Na północ od Wyrzyska znajduje się kolejna kopalna struktura rynnowa o rozciągłości równoleżnikowej, rozcinająca osady neogenu aż po mułki i ropy formacji krajeńskiej miocenu dolnego i środkowego na wysokości około 23 m p.p.m.

Fragmenty wysoczyzn pomiędzy omówionymi wyżej obniżeniami podłoża podczwartorzędowego są zbudowane z ropy szarych i ropy zielonych formacji poznańskiej. Ich strop występuje na wysokości około 20–60 m n.p.m.

W południowej części omawianego obszaru, między Smogulcem a Dębogórą, przebiega równoleżnikowy pas wysoczyzny o szerokości 2–5 km, leżący na wysokości około 20–40 m n.p.m. i zbudowany z ropy zielonych formacji poznańskiej. Od południa wysoczyzna ta jest rozcięta szeroką doliną, prawdopodobnie pochodzącą z interglacjału wielkiego. Jej dno leży na wysokości około 10 m n.p.m. w osadach miocenu środkowego (ogniwo ropy szarych formacji poznańskiej). Przebieg doliny lokalnie pokrywa się ze starszym obniżeniem, powstałym prawdopodobnie podczas zlodowacenia Sanu 2 (pierwotnie rynna subglacialna?), a sięgającym do osadów formacji adamowskiej poniżej 10 m p.p.m.

W południowo-wschodniej części arkusza, w rejonie Kcyni, występuje kopalne wyniesienie z kulminacją 70,2 m n.p.m. (otw.105), zbudowane z osadów miocenu środkowego i górnego.

Na obszarze arkusza Wyrzysk, z wyjątkiem stref rozcięć rynnowych, powierzchnia podczwartorzędowa wykazuje deniwelacje, które na ogół nie przekraczają 40 m.

C. ROZWÓJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Na obszarze arkusza Wyrzysk nie wykonano dotychczas otworu wiertniczego, który przebiegałby osady jury dolnej. Prawdopodobnie głębiej występują osady cechsztynu.

W jurze dolnej na terenie arkusza powstawały osady limniczne i brakiczne (tab. 1). W jurze górnej obszar ten znajdował się w zasięgu zbiornika morskiego. W wyniku ruchów tektonicznych, związanych z orogenezą kimeryjską, w centralnej części obszaru arkusza wykształcił się rów tektoniczny, który następnie został wypełniony osadami morskimi o miąższości ponad 407 m. W tym samym czasie północna część obszaru była wypiętrzana i denudowana.

TABELA LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNA

Tabela 1

| Stratygrafia | | | | Utwały (opis litologiczny) | Procesy geologiczne |
|---|--|---|---|--|--|
| System | Oddział | Piętro | Podpiętro | | |
| o r z ę d | H o l o c e n | | | Torfy — $t Q_h$ | Akumulacja organogeniczna |
| | | | | Namuly torfiaste — $nt Q_h$ | Akumulacja organogeniczna i mineralna |
| o r z ę d | H o l o c e n | | | Namuly den dolinnych — $n Q_h$ | Akumulacja rzeczna w dolinach będących inicjalnie dolinami wód roztopowych |
| | | | | Namuly piaszczyste i piaski den dolinnych — $npp^f Q_h$ | |
| | | | | Mułki i piaski starorzeczy — $mp Q_h$ | Akumulacja organogeniczna i mineralna w starorzeczach (częściowo powodziowa) |
| | | | | Namuly zagłębień bezodpływowych — $ln Q_h$ | Splukiwanie i akumulacja w zagłębieniach wytopiskowych |
| | | | | Piaski, mułki i żwiry rzeczne tarasów zalewowych 1,0–1,5 m n.p. rzek (Noteci i Orli); 1,0–2,5 m n.p. rzeki (Łobżonki) — $pmz^f Q_h$ | Akumulacja rzeczna w dnach dolin poprzedzona fazą erozji |
| | | | | Piaski, mułki i żwiry rzeczne — $pmz^f Q_h$ | |
| | | | | Piaski stożków napływowych — $p^S Q_h$ | Akumulacja u wylotu dolin rzecznych |
| | | | | Gytie — $gy Q_h$ | Akumulacja organogeniczna i mineralna |
| | | | | Piaski, piaski pyłowe i mułki, rzeczne i deluwialne — $pppy^f Q_h$ | Akumulacja rzeczna i deluwialna |
| | | | | t r a | |
| Piaski eoliczne w wydmach — $p^e Q^W$ | | | | | |
| Piaski eoliczne — $p^e Q$ | Procesy eoliczne | | | | |
| Piaski, piaski pyłowe i gliny, deluwialne i koluwalne — $pppy^{dk} Q$ | Akumulacja deluwii i koluwiów | | | | |
| Gliny koluwalne (soliflukcyjne) — $g^k Q$ | Akumulacja koluwiów | | | | |
| C z s t o c e n | P i e j s t o c e n | Z l o d o w a c i a p ó ł n o c n o p o l s k i Z l o d o w a c i e W i s ł y | S t a d i a ł g ó r n y (?) | Piaski i żwiry rzeczne tarasów nadzalewowych 3,0–4,0 m n.p. rzek (Łobżonki i Orli) — $pz^f Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja rzeczna w dnach dolin poprzedzona fazą erozji |
| | | | | Piaski stożków napływowych — $p^S Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja u wylotu dolin rzecznych |
| | | | | Mułki i piaski rzeczno-wodnolodowcowe (tarasów pradolinnych, kopalnych) — $mp^{f-fg} Q_{p^4}^{B3}$ | |
| | | | | Piaski rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradolinnych) 1,5–3,0 m n.p. rzeki (Noteci) — $p^{f-fg} Q_{p^4}^{B3(IV)}$ | |
| | | | | Piaski i żwiry rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradolinnych) 3,0–6,0 m n.p. rzeki (Noteci) — $pz^{f-fg} Q_{p^4}^{B3(III)}$ | Faza erozyjno-akumulacyjna w rozwoju pradoliny Noteci |
| | | | | Piaski rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradolinnych) 6,0–9,0 m n.p. rzeki (Noteci) — $p^{f-fg} Q_{p^4}^{B3(II)}$ | |
| | | | | Piaski rzeczno-wodnolodowcowe tarasów nadzalewowych (pradolinnych) 9,0–12,0 m n.p. rzeki (Noteci) — $p^{f-fg} Q_{p^4}^{B3(I)}$ | |

| | | | | | | | |
|--|---|------------------------------|--------------------|----------------------|---|--|---|
| C z w I P e j s t o r c z e n d | a r c z e n d | Zlodowacenia północnopolskie | Zlodowacenie Wisły | Stadiał górny (?) | Żwiry, piaski i glazy rezydualne — $r_{zp} Q_{p^4}^{B3}$ | Rozmywanie osadów lodowcowych | |
| | | | | | Mułki i piaski zastoiskowe (górne) — $b_{mp2} Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja zastoiskowa w fazie deglacjacji | |
| | | | | | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $fg_{p^2} Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie recesji łądolodu | |
| | | | | | Piaski plateau kemowych — $pk_p Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja jeziorno-lodowcowa w przetainach łądolodu | |
| | | | | | Piaski, miejscami gliny zwałowe w spływach, kemów — $k_p Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja wodnomorenowa w pobliżu krawędzi łądolodu | |
| | | | | | Piaski i żwiry wodnomorenowe — $fgg_{p^2} Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja lodowcowa (wytapianie się materiału morenowego – zwałowych utworów piaszczysto-żwirowych z głazami i blokami) | |
| | | | | | Piaski i żwiry lodowcowe — $g_{p^2} Q_{p^4}^{B3}$ | Egzaracja i akumulacja lodowcowa (wytapianie się moreny dennej, inglacjalnej i supraglacjalnej) | |
| | | | | | Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^4}^{B3}$ | Wytapianie się materiału morenowego w strefie marginalnej lobu lodowcowego i częściowe jego spiętrzanie | |
| | | | | | Piaski, żwiry i gliny zwałowe moren czołowych, częściowo spiętrzonych — $gg_{p^2} Q_{p^4}^{B3}$ | Procesy glacitektoniczne w strefie czołowomorenowej | |
| | | | | | Piaski i gliny zwałowe, miejscami piaski i żwiry, moren spiętrzonych — $gw_{pgzw} Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie transgresji łądolodu | |
| Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{p^1} Q_{p^4}^{B3}$ | Akumulacja zastoiskowa na przedpolu transgredującego łądolodu | | | | | | |
| Mułki i piaski zastoiskowe (dolne) — $b_{mp1} Q_{p^4}^{B3}$ | | | | | | | |
| | | | | | Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^4}^B$ | Egzaracja i akumulacja lodowcowa (wytapianie się moreny dennej, inglacjalnej i supraglacjalnej) | |
| | | | | | Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{p^2} Q_{p^4}^B$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie transgresji łądolodu | |
| | | | | | Piaski, mułki i ropy, zastoiskowe i rzeczne — $bf_{pm} Q_{p^4}^B$ | Akumulacja zastoiskowa i rzeczna na przedpolu transgredującego łądolodu | |
| | | Interglacjal eemski | | | Torfy i piaski jeziorne — $t Q_{p^{3-4}}$ | Akumulacja jeziorno-bagienna | |
| | | | | | Piaski i żwiry rzeczne — $f_{p^2} Q_{p^{3-4}}$ | Akumulacja osadów rzecznych poprzedzona erozją | |
| | | Zlodowacenia środkowopolskie | Zlodowacenie Warta | Stadiał gómy (?) | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) — $fg_{p^2} Q_{p^3}^{W3}$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie recesji łądolodu | |
| | | | | | Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^3}^{W3}$ | Egzaracja i akumulacja lodowcowa (wytapianie się moreny dennej, inglacjalnej i supraglacjalnej) | |
| | | | | | Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) — $fg_{p^1} Q_{p^3}^{W3}$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie transgresji łądolodu | |
| | | | | | Mułki i ropy zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p^3}^{W3}$ | Akumulacja zastoiskowa na przedpolu transgredującego łądolodu | |
| | | | | Interstadiał | | Piaski i mułki, miejscami piaski i żwiry, rzeczne — $f_{pm} Q_{p^3}^{W2-3}$ | Akumulacja osadów rzecznych poprzedzona erozją |
| | | | | Stadiał środkowy (?) | | Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{p^2} Q_{p^3}^{W2}$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie recesji łądolodu |
| | | | | | Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p^3}^{W2}$ | Egzaracja i akumulacja lodowcowa (wytapianie się moreny dennej, inglacjalnej i supraglacjalnej) | |
| | | | | | Piaski i żwiry z wkładkami glin zwałowych i węgla brunatnego moren spiętrzonych — $gw_{p^2} Q_{p^3}^{W2}$ | Procesy glacitektoniczne | |
| | | | | | Piaski wodnolodowcowe — $fg_p Q_{p^3}^{W2}$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie transgresji łądolodu | |
| | | | | | Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_{p^3}^{W2}$ | Akumulacja zastoiskowa na przedpolu transgredującego łądolodu | |
| | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|-------------------------|--|---|--|---|---|---|---|---|---|--------------------------------|--|---|--|---|---|
| C | z | w | a | r | r | t | o | r | z | ę | d | P | l | e | j | s | t | o | c | e | n | Zlodowacenia środkowopolskie | Interglacjał lubawski | Piaski i mułki rzeczne — $f_{pm} Q_{p3}^L$ | Akumulacja osadów rzecznych poprzedzona erozją | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Zlodowacenie Odry | Mułki i ily zastoiskowe — $b_{mi} Q_{p3}^O$ | Akumulacja zastoiskowa w fazie deglacjacji | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pz} Q_{p3}^O$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w ostatniej fazie recesji lądolodu | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p3}^O$ | Egzaracja i akumulacja lodowcowa (wytapianie się moreny dennej, inglacjalnej i supraglacjalnej) | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Mułki i piaski zastoiskowe — $b_{mp} Q_{p3}^O$ | Akumulacja zastoiskowa na przedpolu transgredującego lądolodu | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Interglacjał wielki | | Piaski i żwiry rzeczne — $f_{pz} Q_{p2-3}$ | Akumulacja osadów rzecznych poprzedzona erozją | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Zlodowacenia południowopolskie | Zlodowacenie Samu 2 | Piaski i żwiry wodnolodowcowe — $fg_{pz} Q_{p2}^G$ | Akumulacja i erozja wodnolodowcowa w fazie recesji lądolodu | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Gliny zwałowe — $g_{gzw} Q_{p2}^G$ | Egzaracja i akumulacja lodowcowa (wytapianie się glin zwałowych) | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Iły (neogeńskie) moren spiętrzonych — $i_{(gw)} Q_p$ | Procesy glacitektoniczne | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Iły neogeńskie jako kry w utworach plejstocenijskich — $i Q_p$ | Egzaracja podłoża, tworzenie się kier lodowcowych | | |
| N | e | o | g | e | n | M | i | o | c | e | n | Miocen środkowy-górny | | Iły i mułki (ogniwo iłóv zielonych) – formacja poznańska — $i M_{2-3}$ | Akumulacja osadów rzecznych i jeziornych | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | Miocen środkowy | | Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny (ogniwo iłóv szarych) – formacja poznańska — $i M_2$ | Akumulacja fluwialna i jeziorno-bagienna | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | Miocen dolny + środkowy | | Piaski, mułki i ily, miejscami żwiry, oraz węgiel brunatny – formacja krajeńska — $p M_{1+2}$ | Akumulacja osadów rzecznych i jeziornych | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | Miocen dolny | | Piaski, żwiry, mułki i ily – formacja gorzowska — $p M_1$ | Akumulacja w środowisku lądowym (fluwialnym i limnicznym) | | | | | | | | | | | | |
| P | a | l | e | o | g | e | n | O | l | i | g | Oligocen górny | | Piaski i mułowce – formacja leszczyńska — $p O_3$ | Regresja morza, akumulacja w warunkach litoralnych, a następnie brakicznych | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | Oligocen dolny | | Piaski i żwiry oraz mułki i mułowce – formacja mosińska górna — $p O_1$ | Sedymentacja osadów płytkomorskich, szczególnie w lokalnych, czynnych rowach tektonicznych | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | Mułowce, mułki i piaski – formacja czempińska — $mc O_1$ | Transgresja morska | | | | | | | | | | | | | |
| K | r | e | d | a | K | r | e | d | a | K | r | e | d | a | K | r | e | d | a | K | r | e | d | a | | Denudacja i erozja | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Piaskowce — $pc Cr_1$ | Procesy wzmożonej denudacji w północnej części obszaru arkusza Wyrzysk, w części południowej akumulacja osadów płytkomorskich | |
| J | u | r | a | J | u | r | a | J | u | r | a | J | u | r | a | J | u | r | a | J | u | r | a | J | u | Łupki margliste, margle, mułowce, piaskowce i wapień — $lme J_3$ | Ruchy tektoniczne związane z orogenezą kimeryjską, sedymentacja morska w rowie tektonicznym |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Piaskowce, mułowce i iłowce — $pc J_1$ | Sedymentacja limniczna i brakiczna |

Wyżej wspomniane procesy na tym terenie trwały również w kredzie dolnej. Jednocześnie, w jego części południowej, miała miejsce akumulacja osadów płytkomorskich. Na tym obszarze nie stwierdzono osadów kredy górnej, bowiem na wskutek dalej trwającej denudacji wypiętrzonego masywu powstała luka stratygraficzna.

W oligocenie dolnym początkowo zachodziła sedymentacja osadów morskich, szczególnie w lokalnych i ciągle czynnych rowach tektonicznych. W oligocenie górnym cały omawiany obszar stał się łądem, na którym były deponowane utwory jeziorne oraz rzeczne. Płytkomorskie i łądowe osady oligocenu tworzą trzy ogniwa – formacje: czempińską, mosińską górną i leszczyńską.

W miocenie, w warunkach postępującej subsydencji tektonicznej, zachodziła nadal akumulacja osadów rzecznych i jeziornych (maksymalnie 104,5 m miąższości). W tym czasie kilkakrotnie tworzyły się bagna i torfowiska, dzięki czemu kompleks mioceniński jest rozdzielony pokładami węgla brunatnego i ilów węglistych. Pokłady te rozgraniczają osady formacji krajeńskiej i adamowskiej oraz adamowskiej i poznańskiej (ogniwo ilów szarych).

Podczas zlodowacenia Sanu 2, gdy łądolód sięgał do Karpat, omawiany obszar podlegał głównie egzaracji. W czasie deglacjacji wykształciły się rynny subglacjalne. Na arkuszu Wyrzysk występują trzy rynny z tego okresu. Pierwszą z nich rozpoznano w otworze kartograficznym w Wyrzysku (otw. 4). Rozcina ona kompleks miocenińskich ilów, piasków i węgla brunatnego. Jej dno znajduje się na wysokości 22,5 m p.p.m. (około 60 m poniżej średniej wysokości występowania stropu osadów miocenińskich). Obniżenie to w końcowej fazie zlodowacenia Sanu 2 zostało wypełnione osadami wodnolodowcowymi. Druga rynna tego typu występuje w rejonie Samostrzela. Jej dno znajduje się na głębokości 35,3 m p.p.m., w luźnych osadach miocenińskich, sięgając aż do utworów oligocenu (otw. 24). Trzecia rynna biegnie w południowej części Wysoczyzny Chodzieskiej. Jej dno schodzi poniżej 10 m p.p.m. i rozcina ilaste osady miocenu aż do osadów piaszczystych formacji adamowskiej.

W okresie interglacjału wielkiego, w południowej części obszaru arkusza, powstała dolina rzeczna, w której zachodziła sedymentacja utworów piaszczysto-żwirowych. Ten proces był poprzedzony sięgającą do wysokości około 10–20 m n.p.m. erozją, w wyniku której w dnie doliny powstała warstwa bruku. Jednocześnie na Wysoczyźnie Krajeńskiej, w dnach dolin rzecznych, zaznaczyła się tendencja erozyjna.

W okresie zlodowacenia Odry, w osi dzisiejszej pradoliny Noteci, wykształciła się forma dolinna wcinająca się w kompleks osadów miocenu środkowego. Jej dno jest wyścielone brukiem morenowym na wysokości 5–10 m n.p.m. Tylko w brzeźnych partiach dolin z tego czasu zachowały się gliny zwałowe o niewielkiej miąższości. Subglacjalne rozcięcie w schyłkowej fazie zlodowacenia Odry zostało wypełnione piaszczystymi osadami wodnolodowcowymi, a następnie mułkowo-ilastymi

utworami zastoiskowymi. Podczas tego etapu depozycji drugorzędne doliny polodowcowe w strefie Wysoczyzny Krajeńskiej zostały ponadto zasypane piaskami wodnolodowcowymi.

Okres interglacjału lubawskiego (lubelskiego) zaznaczył się początkowo procesami erozji, które doprowadziły do zniszczenia w znaczącym stopniu osadów lodowcowych ze zlodowacenia Odry. W głównych dolinach rzecznych obszaru były akumulowane piaski i mułki rzeczne.

Gdy w stadiale środkowym zlodowacenia Warty na omawiany obszar wkraczał lądolód, najpierw w lokalnych zagłębieniach osadziły się mułki i piaski zastoiskowe, a następnie piaski wodnolodowcowe. W strefie marginalnej lądolód wyciskał łyły neogeńskie, a następnie je spiętrzał. Na północnych zboczach tych inicjalnych form glacitektonicznych doszło do spiętrzeń utworów z okresu przed zlodowaceniem Warty – piasków, żwirów, glin zwałowych i węgla brunatnego. W strefie Wysoczyzny Krajeńskiej jest to rozległy kompleks, którego geneza może być dyskusyjna, uznano jednak, że obecność w nim wkładek węgla brunatnego (porwaków?) może przesądzać o jego glacitektonicznej genezie. Na terenie arkusza Nakło Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 (Uniejewska, Włodek, 1978; Uniejewska i in., 1979) łyły neogeńskie, występujące w najwyższych partiach wzgórz morenowych rozciągających się na południowy zachód od Wyrzyska, zostały wydzielone jako kry lodowcowe. Na terenie badań (w jego północnej części) nie znaleziono na to dowodów, a łyły w morenach spiętrzonych mają łączność z podłożem niezaburzonym glacitektonicznie. Jednak w obrębie kulminacji Dębowej Góry, położonej około 1 km za zachodnią granicą obszaru arkusza Wyrzysk, niewątpliwie stwierdzono nasunięcia ółów trzeciorzędowych (miąższość 63,6–80,9 m) na piaski, żwiry i gliny lodowcowe. Problematyczne jest jednak stwierdzenie czy łyły o tak dużej miąższości stanowią izolowane kry. Po wytopieniu się glin zwałowych stadiału środkowego nastąpiła sedymentacja piasków i żwirów wodnolodowcowych, głównie w rynnach subglacialnych. Następnie w interstadiale rozdzielającym dwa epizody awansu lądolodu w okresie zlodowacenia Warty zachodziła akumulacja utworów rzecznych – piasków i mułków, miejscami żwirów.

Powtórna transgresja lądolodu w trakcie tego zlodowacenia w stadiale górnym została poprzedzona zdeponowaniem mułków i ółów zastoiskowych oraz piasków i żwirów wodnolodowcowych, a zakończyła się ona akumulacją miąższych pokładów glin zwałowych. Ostatecznie na tych glinach osadziły się ponownie piaski i żwiry wodnolodowcowe. W końcowej fazie zlodowacenia Warty wykształciła się pradolina w formie zbliżonej do współczesnej. Z rozmytych glin zwałowych powstał w jej dnie kolejny poziom bruku żwirowo-głazowego, który znajduje się na wysokości około 30–40 m n.p.m.

Podczas interglacjału eemskiego pradolina Noteci była ciągle wypełniana piaskami i żwirami rzecznyymi. W tym czasie nastąpiła transgresja morza, którego zatoka sięgała do Grudziądza. Baza erozyjna w dolinie Wisły podniosła się o około 15–20 m i w konsekwencji tego w pradolinie tej doszło

do akumulacji osadów rzecznych o miąższości dochodzącej do 25 m. Jednocześnie w strefie wysoczyzn zachodziła sedymentacja torfów.

W czasie transgresji lądolodu zlodowacenia Wisły (omawiana) pradolina była przesunięta o kilka kilometrów dalej na południe od jej dzisiejszej osi. Wówczas to polodowcowe sedymenty zlodowacenia Warty zostały rozcięte do wysokości około 55 m n.p.m. i ukształtowała się skarpa na linii Lipia Góra–Laskownica–Gromadno–Kocewka (Sipiory). Dokonało się to wstępnie w jednym ze starszych stadiałów (środkowym?) zlodowacenia Wisły i powtórzyło się w czasie transgresji lądolodu w stadiale górnym tego zlodowacenia.

Lądolód przed stadiem górnym zlodowacenia Wisły nie przekroczył obecnej osi pradoliny Noteci. Dlatego też na obszarze Wysoczyzny Krajeńskiej wydzielono podwójną sekwencję glin zwałowych zlodowacenia Wisły. Dwa poziomy glin zwałowych zostały rozdzielone mułkami i piaskami zastoiskowymi – prawdopodobnie z transgresji lądolodu stadiału górnego, choć niewykluczone, że powstały one w schyłkowej fazie stadiału środkowego.

W tym czasie na obszarze obecnej pradoliny Noteci egzystował rozległy zbiornik zastoiskowy, w którym osadziły się osady drobnofrakcyjne (piaski, mułki i ły). Jest sprawą dyskusyjną czy sedymentacja w zbiorniku zachodziła przy udziale wód rzecznych, czy lodowcowych. Wiadomo jedynie, że środowisko ich powstania charakteryzowało się słabym reżimem przepływu. Osady z tego okresu budują krawędź doliny Noteci od Bydgoszczy po Piłę. Kolejny awans lądolodu, poprzedzony lokalną sedymentacją zastoiskową i wodnolodowcową, nastąpił w stadiale górnym. W tym czasie lądolód wkroczył również na Wysocznę Chodzieską, gdzie pozostawił jednorodny zespół osadów zastoiskowych, lodowcowych i wodnolodowcowych oraz ciąg moren spiętrzonych, wyznaczających zasięg jego czoła podczas lokalnej transgresji w subfazie chodzieskiej (Kozarski, 1981, 1993; Kasprzak, Kozarski, 1985; Kozarski, Nowaczyk, 1985; Kozarski, Kasprzak, 1987).

W czasie postępującej deglacjacji lądolód arealnie topniał w strefie wysoczyzn. Wody lodowcowe początkowo odpływały wzdłuż krawędzi Wysoczyzny Chodzieskiej, kształtując równiny wodnolodowcowe między Gromadnem a Lipą. Po ustąpieniu lądolodu z tej części terenu odsłoniła się wysoczyzna morenowa z pokrywą osadów wodnomorenowych oraz z licznymi zagłębieniami po martwym lodzie.

Pradolina Noteci w obecnej postaci zaczęła się tworzyć, gdy w jej osi jeszcze egzystowały płyty martwego lodu. Połączone wody lodowcowe, dopływające od północy oraz wody rzeki zmuszone do przepływu w kierunku zachodnim stworzyły najpierw północną krawędź erozyjną pradoliny Noteci. Następnie na jej przedpolu ukształtował się taras pradolinny leżący na wysokości 65–63 m n.p.m. Taras ten na obszarze arkusza Wyrzysk ma wysokość względną 9,0–12,0 m n.p. Noteci. Potem kształtowały się tarasy występujące na wysokości: 6,0–9,0; 3,0–6,0 i 1,5–3,0 m n.p. Noteci. Ostatni

epizod przepływu wód pradolinnych zapisał się zerodowaniem osadów budujących taras położony najniżej oraz leżących pod nimi sedymentów interglacjału eemskiego. Na powstałej w ten sposób powierzchni erozyjnej doszło do akumulacji około 3-metrowej warstwy piasków i mułków rzecznych. Osady te budują taras pradolinny (kopalny), a ich strop znajduje się na 3,0–4,0 m p.p. Noteci. Wzajemne położenie wszystkich tarasów pradolinnych wskazuje na fakt, że w schyłkowym okresie zlodowacenia Wisły w pradolinie Noteci rozwijały się procesy erozyjne. Były one jednak przerywane epizodami akumulacyjnymi związanymi z oscylacjami klimatycznymi. Tendencja ta trwała także na początku holocenu, czego skutkiem jest rozcięcie powierzchni tarasów pradolinnych przez Łobżonkę, Rokitkę i Kcyninkę. W czasie formowania się dwóch najwyższych tarasów pradolinnych, w dolinie Łobżonki powstał 4-metrowy taras rzeczny nadzalewowy.

Jeszcze w klimacie peryglacialnym zbocza wysoczyzn zostały porozcinane, a w dnach i u wylotu powstałych dolinek denudacyjnych zaczęły gromadzić się osady deluwialne. Procesy degradacji zboczy, prowadzące do powstania u ich podstawy rozległych stref akumulacji deluwiów, trwały również w holocenie. Jednocześnie na powierzchni tarasów pradolinnych oraz osadów wodnolodowcowych zachodziły procesy eoliczne. Ich efektem są niewysokie wydmy, często otoczone równinami piasków eolicznych.

W holocenie w dolinach rzecznych rozpoczęła się sedymentacja aluwii, tworzących tarasy zalewowe z lokalnie zachowanymi starorzeczami. Intensyfikacja działalności rolniczej na obszarach wysoczyzn spowodowała zwiększoną dostawę osadów drobnofrakcyjnych (namułów), spłukiwanych do den dolinnych. Aluwia rzek i potoków wypływających z wysoczyzn tworzą do dziś u ujścia do doliny Noteci rozległe stożki napływowe. Trwa akumulacja gytii i torfów na tarasach pradolinnych, na wysokości 1,5–3,0 m n.p. rzeki, oraz w zagłębieniach po martwym lodzie.

IV. PODSUMOWANIE

Szczegółowe kartowanie obszaru objętego arkuszem Wyrzysk dało pod wieloma względami obraz odmienny od wyników wcześniejszych kartowań wielkoskalowych oraz poglądów prezentowanych w publikacjach o tematyce geologicznej i geomorfologicznej, wzbogaciło także wiedzę na temat terenu sąsiedniego arkusza Nakło nad Notecią SMGP.

Tektonika neogeńska była słabo zaangażowana w rozwój budowy geologicznej obszaru badań. Zrzuty ław węgla brunatnego do lokalnych rowów tektonicznych nie przekraczają wysokości względnej 20 m.

Na obszarze arkusza Wyrzysk nie potwierdza się teza, że ility neogeńskie we wszystkich morenach spiętrzonych stanowią kry przemieszczone przez lądolód. Iły występujące w obrębie strefy Dębowej Góry mają łączność z niezaburzonymi iłami miocenu środkowego.

Z interpretacji danych z profili kilkunastu odwiertów przebijających kompleks osadów czwartorzędowych wynika, że główna faza glacitektonicznego spiętrzenia iłów neogeńskich nastąpiła podczas zlodowacenia Warty, a nie w trakcie zlodowacenia Wisły. Ostatni lądolód na tym terenie tylko powiększył skalę spiętrzenia.

Nie potwierdziło się, że pradolina Noteci została założona przed interglacjałem wielkim, jak to sugeruje autor opracowania arkusza Nakło nad Notecią SMPG (Włodek, 2003a). Inicjalne rozcięcie erozyjne w linii tej pradoliny powstało w czasie zlodowacenia Odry.

Osady lodowcowe zlodowacenia Warty rozdzielono na utwory dwóch stadiałów (środkowego i górnego). Wyniki badań litologiczno-petrograficznych wskazują, również w sąsiedztwie obszaru arkusza, na istnienie od dwóch do czterech odmian petrograficznych glin zwałowych w obrębie jednego poziomu zlodowacenia Warty (Dzierżek, 1994, 1997; Gogołek, 2004a, b; Dąbrowski, Olejnik, 2005a, b; Bartczak, 2006, 2007; Chmal, 2006, 2007; Haisig, Wilanowski, 2009a, b). W wielu profilach otworów gliny zwałowe tych podpięter są rozdzielone mułkami i piaskami, w których występuje duża ilość okruchów drewna i detrytusu. Osady te zaliczono do młodszego interstadiału zlodowacenia Warty.

Wykazano, że w okresie zlodowacenia Wisły nastąpiły dwa awanse lądolodu. Pierwszy z nich nie przekroczył równoleżnikowej linii pradoliny Noteci, dlatego dwudzielność glin zwałowych z tego okresu występuje tylko na Wysoczyźnie Krajeńskiej. Przemawia za tym nie tylko zróżnicowanie petrograficzne glin zwałowych, ale także występowanie powyżej osadów interglacjału eemskiego w Śmielinie (Środoń, 1954) dwóch poziomów lodowcowych, rozdzielonych osadami wodnolodowcowymi oraz zastoiskowymi.

Ustalono, że najwyższy przepływ pradolinny nie przekroczył poziomu wyznaczonego przez wysokość 65 m n.p.m. i wobec tego poziom morfologiczny 65–75 m n.p.m., rozciągający się na południe od linii Noteci, nie jest najwyższym tarasem pradolinny, lecz wysoczyzną morenową. Utwory lodowcowe i lodowcowo-jeziorne są nałożone na kopalne dno pradoliny, ukształtowane przed awansem lądolodu Wisły w stadiale górnym (leszczyńsko-pomorskim).

W dnie pradoliny Noteci wydzielono system pięciu tarasów pradolinnych, z których najwyższy ma wysokość względną 12 m, a najniższy jest kopalny i znajduje się pod około 4–7-metrową pokrywą holocenijskich osadów torfowych oraz piasków, mułków i żwirów rzecznych tarasu zalewowego.

Budowa geologiczna omawianego obszaru jest bardzo złożona. Słabo została rozpoznana budowa wglębna moren spiętrzonych, szczególnie na terenie Wysoczyzny Chodzieskiej. W dalszym ciągu należy prowadzić badania, które pozwoliłyby na dokładniejsze określenie zarówno wieku, jak i charakteru zaburzeń glacitektonicznych, bowiem w skali regionalnej to zagadnienie nadal pozostaje nierozwiązane.

Następnie prace geologiczne powinny skoncentrować się na uściśleniu stratygrafii sedymentów czwartorzędowych. Należy prowadzić szczegółowe badania wieku zróżnicowanych petrograficznie glin zwałowych w obrębie jednego poziomu zlodowacenia Warty.

Dokładniejszego określenia wieku wymagają także piaszczysto-mułkowe osady z drewnem, zalegające pomiędzy glinami zlodowacenia Warty, a obecnie zaliczone do utworów młodszego interstadiału zlodowacenia Warty.

Istnieją istotne przesłanki do wykonania otworu badawczego w Sadkach, gdzie w archiwalnych profilach wiertniczych torfy i piaski z drewnem występują na wysokości zbliżonej do wysokości położenia torfów interglacjalnego eemskiego w Śmielinie.

Dalsze badania glin zwałowych są konieczne w celu dokładniejszego ustalenia stratygrafii osadów, oszacowania liczby oscylacji lądolodu i określenia ich rangi w obrębie zlodowaceń północnopolskich.

Zachodzi także konieczność oznaczenia wieku bezwzględnego torfów i gytii w pradolinie Noteci.

Wrocław, 2009 r.

LITERATURA

- Assman P., 1913 — Aufnahmebericht zu den Blättern Gollantsch und Margonin. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **24**.
- Bartczak E., 2006 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piła (313). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Bartczak E., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piła (313). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Bartkowski T., 1957 — Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. *Zesz. Nauk. UAM, ser. Geografia*, **8**, 1: 3–79.
- Bartkowski T., 1965 — Areal deglaciation in the Wielkopolska Lowland. *Geogr. Pol.*, **5**: 65–74.
- Bartkowski T., 1967 — O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **7**, 1: 1–260.
- Bartkowski T., 1968 — Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **21**: 7–77.
- Bartkowski T., 1972 — Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niżu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **13**, 1: 27–66.
- Böse M., Górská M., 1995 — Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujście, Toruń-Eberswalde Pradolina, western Poland. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **45**: 1–14.
- Butrymowicz N., Włodek M., 2012a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bydgoszcz Zachód (318). Państw. Inst. Geol-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Butrymowicz N., Włodek M., 2012b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bydgoszcz Zachód (318). Państw. Inst. Geol-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Chmiał R., 2006 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Śmiłowo (314). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]

- Chmiał R., 2007 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Śmiłowo (314). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Chmiał R., 2011 — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wysoka (276). Państw. Inst. Geol-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Chmiał R., 2012 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Wysoka (276). Państw. Inst. Geol-PIB, Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Churska Z., 1966 — Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach doliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. *Stud. Soc. Sci. Torunensis, Sec. C*, **6**, 1: 101–108.
- Churski T., 1964 — Morfologia dna pradoliny Noteci-Warty. Arch. IMUZ Falenty, Raszyn.
- Churski T., 1971 — Charakterystyka gytii we wschodniej części pradoliny Noteci-Warty. Badania gytii i gytii w Polsce. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, **107**.
- Ciuk E., 1955 — O zjawiskach glacictektonicznych w utworach plejstoceniowych i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **70**: 107–131.
- Ciuk E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–765.
- Ciuk E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 7–40.
- Ciuk E., Pożaryska K., 1982 — On paleogeography of the Tertiary of the Polish Lowland. *Pr. Muz. Ziemi*, **35**: 81–88.
- Cramer R., 1915a — Erläuterungen zur Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Zelitz. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Cramer R., 1915b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Budsin. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Dadlez R., 1958 — Badania geologiczne na antyklinorium pomorskim w roku 1957. *Kwart. Geol.*, **2**, 4: 740–763.
- Dadlez R., 1969 — Stratygrafia liasu w Polsce Zachodniej. *Pr. Inst. Geol.*, **57**.
- Dadlez R., 1973 — Jura dolna. Polska Zachodnia. *W: Budowa geologiczna Polski*. 1. Stratygrafia. 2. Mezozoik. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski północno-zachodniej. *W: Budowa geologiczna Polski*. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 741–767.
- Dadlez R., 1987 — Kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.
- Dadlez R., Dembowska J., 1963 — Mapa geologiczna parantyklinorium pomorskiego bez osadów trzeciorzędu i czwartorzędu, 1:200 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Dembowska J., 1965 — Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **40**.
- Dadlez R., Marek S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **13**, 3: 543–564.
- Dadlez R., Marek S., 1974 — Struktury epoki tektonicznej i alpejskiej. Polska północno-zachodnia i środkowa. *W: Budowa geologiczna Polski*. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- Dąbrowski S., Dzierżek J., Krupiński K., Lindner L., Marciniak B., 1987 — On the Occurrence of two series of Interglacial Sediments in the Piła section (Northern Poland). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **35**, 4: 279–390.

- Dąbrowski S., Olejnik Z., 2005a — Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chodzież (354). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [wersja elektroniczna]
- Dąbrowski S., Olejnik Z., 2005b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chodzież (354). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [wersja elektroniczna]
- Deecke W., 1907 — Geologie von Pommern. Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Dembowska J., 1959 — Z badań geologicznych w 1957 r. w obrębie antyklinorium kujawsko-pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **3**, 2: 293–295.
- Dembowska J., 1979 — Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej *Kwart. Geol.*, **23**, 3: 617–630.
- Dobosz T., Ryszkiewicz A., 2009 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkusza Wyrzysk (316) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (opracowanie specjalne). Badania litologiczno-petrograficzne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Dzierżek J., 1994 — Czwartorzęd w rejonie Doliny Środkowej Noteci. Arch. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- Dzierżek J., 1997 — Geology of sub-Quaternary basement and stratigraphy of Quaternary sediments in the Middle Noteć River Valley, Western Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **67**: 57–81.
- Dzierżek J., Olszewska D., 1993 — Charakterystyka litologiczna i wiek osadów lodowcowych w odsłonięciu Wolsko nad Notecią. *W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. 2. Seminarium. Streszczenia referatów i opisy posterów. Poznań, 14–15 października.*
- Drozdowski E., 1980 — Chronostratigraphy of the Vistulian Glaciation on the lower Vistula River. *Quatern. Stud. in Poland*, **2**: 13–20.
- Drozdowski E., 1982 — The evolution of the Lower Vistula river valley between the Chełmno Basin and the Grudziądz Basin. *W: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part I (red. L. Starkel). Geogr. Stud., Spec. Issue*, **1**: 131–147.
- Gadomska S., 1957 — Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe doliny Noteci w okolicy Krostkowa i Osieka nad Notecią koło Wyrzyska. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 371–401.
- Galon R., 1952 — O fazach postępu łądolodu na obszarze Pomorza. *W: Księga Pamiątkowa 75-lecia Towarzystwa Naukowego w Toruniu*: 49–59.
- Galon R., 1961 — Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **29**.
- Galon R., 1968a — Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego łądolodu ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **74**: 101–120.
- Galon R., 1968b — Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci-Warty i dolin z nią związanych. *Prz. Geogr.*, **40**, 2: 307–315.
- Galon R., 1969 — O typach deglacjacji łądolodu skandynawskiego (w obrębie ostatniego zlodowacenia). *Fol. Quatern.*, **30**: 9–12.
- Galon R., 1972a — Główne etapy tworzenia się Nizy Polskiego. *W: Geomorfologia Polski. 2.* PWN, Warszawa.
- Galon R., 1972b — Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. *W: Geomorfologia Polski. 2.* PWN, Warszawa.
- Galon R., 1982 — On the Stratigraphy and Chronology of the Last Glaciation (Vistulian) in Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, **3**: 37–55.

- Galon R., Roszkówna L., 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski. *W: Czwartorzęd Polski* (red. R. Galon, J. Dylík): 18–38. PWN, Warszawa.
- Gągól J., Hrybowicz G., Pasieczna A., Bojakowska I. Dusza A., Tomassi-Morawiec H., 2005a — Mapa Geośrodowiskowa Polski 1:50 000, ark. Wyrzysk (316). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gągól J., Hrybowicz G., Pasieczna A., Bojakowska I. Dusza A., Tomassi-Morawiec H., 2005b — Objąśnienia do Mapy Geośrodowiskowej Polski 1:50 000, ark. Wyrzysk (316). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gogołek W., 2004a — Objąśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czarnków (353). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Gogołek W., 2004b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czarnków (353). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Górska M., 1995 — Właściwości i cechy diagnostyczne bazalnych glin morenowych vistulianu, jako wyraz dynamiki środowiska depozycyjnego ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **46**: 29–62.
- Grabowska I., 1965 — O środkowooligocęńskim wieku iłów toruńskich na podstawie analizy sporowo-pyłkowej. *Kwart. Geol.*, **9**, 4: 815–833.
- Grabowska I., 1974 — Stratygrafia osadów paleogeńskich na Niziu Polskim w świetle badań mikroflorystycznych. *Biul. Inst. Geol.*, 281: 85–88.
- Grabowska I., Piwocki M., 1975 — Wiek i geneza iłów toruńskich w okolicy Torunia na podstawie obserwacji palinologicznych i litologicznych. *Biul. Inst. Geol.*, 284: 41–66.
- Haisig J., Wilanowski S., 2009a — Objąśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łobżenica (277). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Haisig J., Wilanowski S., 2009b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łobżenica (277). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Jentzsch A., 1896 — Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreussen. 1893–1895. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **17**.
- Jentzsch A., 1913 — Das Tertiär des nordöstlichen Deutschlands. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N.F.*, **72**.
- Jentzsch A., 1927 — Die Braunkohlenformation im Nordosten. *W: Handb. für den Dtsch. Braunkohlenbergbau*. Halle a. d. S.
- Karaszewski W., 1973 — Warunki geologiczne występowania osadów interglacjału eemskiego w Nakle. *Kwart. Geol.*, **17**, 4: 803–809.
- Kasprzak L., 1995 — Projekt badań geologicznych dla Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusze Szamocin (315) i Wyrzysk (316). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1985 — Litostratygraficzne podstawy subfazy chodzieskiej ostatniego zlodowacenia w północnej Wielkopolsce. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 101: 51–57.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1989 — Ice lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheet position, West-Central Poland. *Quaest. Geogr. Spec. Issue*, **2**.
- Keilhack K., 1893 — Die baltische Endmoräne in der Neumark und im südlichen Hinterpommern. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **14**.

- Keilhack K., 1904 — Die grosse baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **56**: 132–141.
- Keilhack K., 1909 — Begleitworte zur Karte der Endmoränen und Urstromtäler Norddeutschlands. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **30**, 1: 507–510.
- Kenig K., 2004 — Zróżnicowanie petrograficzne i mineralne równoległych glin morenowych z wybranych obszarów Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **52**, 4.
- Kondracki J., 2009 — Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Korn J., 1915a — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Bülowsthal. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Korn J., 1915b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, Blatt Markstädt. Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Kozarski S., 1959a — Z zagadnień geomorfologicznych północno-zachodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej. *Zesz. Nauk. UAM, ser. Geografia*, **2**.
- Kozarski S., 1959b — O genezie chodzieskiej moreny czołowej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **6**: 45–72.
- Kozarski S., 1961 — Geomorphic development of the Noteć pradolina between Nakło and Gulcz. *W: The Great Poland Lowland, Excursion Guidebook, Excursion A*, 6. Congress INQUA. Poland, 1961.
- Kozarski S., 1962 — Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci-Warty. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **2**, 3.
- Kozarski S., 1963 — O późnoglacialnym zaniku martwego lodu w Wielkopolsce Zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **11**: 51–59.
- Kozarski S., 1965 — Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci-Warty. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **5**, 1.
- Kozarski S., 1980 — An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of the great Poland Lowland. *Quatern. Stud. in Poland*, **2**: 21–35.
- Kozarski S., 1981 — Stratygrafia i chronologia vistulianu Niziny Wielkopolskiej. PWN, Warszawa.
- Kozarski S., 1986 — Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, **57**, 2: 247–270.
- Kozarski S., 1991 — Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. *W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych* (red. A. Kostrzewski). *Zesz. Nauk. UAM, ser. Geografia.*, **50**: 471–496.
- Kozarski S., 1993 — Morfostratygraficzna i litostratygraficzna pozycja subfazy chodzieskiej w północno-wschodniej Wielkopolsce. *W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. 2. Seminarium. Streszczenia referatów i opisy posterów*. Poznań, 14–15 października.
- Kozarski S., 1995 — Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 KA–10 KA BP). *Dok. Geogr. PAN*, 1.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1987 — Sedymentologiczne i geomorfologiczne podstawy analizy maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu w Wielkopolsce. Centr. Program Badań Podstaw. Ewolucja środowiska geofizycznego Polski. Sprawozd. za 1987 r.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1985 — Stratygrafia osadów plejstocenijskich w profilu Ujście nad Notecią (wiadomość wstępna). *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 101: 51–57.

- Kozarski S., Rotnicki K., 1978 — Problemy późnowürmskiego i holocenińskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **19**.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1958 — Terasy pradoliny Noteci między Nakłem a Milczem. *Prz. Geogr.*, **30**, 4: 681–682.
- Krygowski B., 1952 — Zagadnienia czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Biul. Inst. Geol.*, 66: 189–217.
- Krygowski B. (red.), 1953 — Mapa geomorfologiczna, Nizina Wielkopolska, 1:100 000. Arch. UAM, Poznań.
- Krygowski B., 1956 — O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **3**.
- Krygowski B., 1961 — Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. *W: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, Geomorfologia*, 1 (red. B. Krygowski). Wydz. Mat.-Przyr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Fizjogr., Poznań.
- Krygowski B., 1962 — Uwagi o niektórych typach zaburzeń głacictektonicznych niżowej części Polski zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **9**: 61–85.
- Krygowski B., 1967 — Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. *W: Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa.
- Krygowski B., 1972 — Nizina Wielkopolska. *W: Geomorfologia Polski*. **2**. PWN, Warszawa.
- Krygowski B., 1975 — Niektóre problemy morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach. Ser. A*, **27**: 89–156.
- Kuszeł T., 2008 — Realizacja projektu prac geologicznych dla opracowania arkusza Wyrzysk (316) Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 (opracowanie specjalne). Badania palinologiczne. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Lencewicz S., 1923 — O tzw. zastoisku toruńskim. *Prz. Geogr.*, **4**: 99–114.
- Lencewicz S., 1926 — Czwartorzędowe ruchy epejrogeniczne i zmiany w sieci rzecznej środkowej Polski. *Prz. Geogr.*, **6**: 99–125.
- Linstow O., 1922 — Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Deutschland. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F.*, **87**.
- Lisicki S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- Listkowska H., 1986 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Koronowo (279). Inst. Geol., Warszawa.
- Listkowska H., 1988 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Koronowo (279). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Łyczewska J., 1958 — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. *Kwart. Geol.*, **2**, 1: 127–155.
- Łyczewska J., 1964 — Deformacje utworów neogenu i plejstocenu Polski środkowej i zachodniej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 1–2: 115–148.
- Maaß G., 1901 — Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzenden Gebieten. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **21**.
- Maaß G., 1904 — Das Thorn-Eberswalder Tal und seine Endmoränen. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **56**.
- Makowska A., 1980 — Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula region. *Quatern. Stud. in Poland*, **2**: 37–55.
- Makowska A., 1982 — Paleogeographic Environment for Eemian Marine Transgression on the Lower Vistula. *Biul. Inst. Geol.*, 343: 31–49.
- Makowska A., 1984 — Osady morskie i rzeczne w rejonie doliny dolnej Wisły. Czwartorzęd. *W: Budowa geologiczna Polski*. 1. Stratygrafia. 3b (red. S. Sokołowski, J. E. Mojski). Inst. Geol., Warszawa.

- M a k o w s k a A., 1986 — Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, **120**.
- M a k o w s k a A., 1992 — Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation based on mapping and boreholes. *Kwart. Geol.* **36**, 1: 97–120.
- M a k o w s k i A. S., 1931 — O węglach brunatnych na Pomorzu. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **30**: 9–10.
- M a r e k S., R a c z y ń s k a A., 1974 — Lokalne formy strukturalne Polski środkowej. *W: Budowa geologiczna Polski*. 4. Tektonika. 1. Niż Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- M o j s k i J. E., 1968 — Zarys stratygrafii zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. *W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce* (red. R. Galon). *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74: 37–57.
- M o j s k i J. E., 1969 — Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niziny Polskiej i Wyżyn Środkowopolskich. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 115–162.
- M o j s k i J. E., 1979 — Main stratigraphic units of the Pleistocene post-Eemian deposits from the area of the Last Scandinavian Glaciation. *Acta Univ. Nicol. Copern.*, **46**: 61–82.
- M o j s k i J. E., 1980 — Vistulian stratigraphy in the glaciated area of the Polish Lowlands. *Quatern. Stud. in Poland*, **2**: 77–98.
- M o j s k i J. E., 1984 — Mezoplejstocen, Niż Polski i niziny środkowopolskie. *W: Budowa geologiczna Polski*. 1. Stratygrafia. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. Inst. Geol., Warszawa.
- M o j s k i J. E., 1999 — Drobne jednostki stratygraficzne piętra wisły w obszarze perybałtyckim. *Prz. Geol.*, **47**, 3: 247–254.
- M o j s k i J. E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- N i e w i a r o w s k i W., 1987 — Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and at the river gap to the north of Bydgoszcz-Fordon. *W: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part III* (red. L. Starkel). *Geogr. Stud., Spec. Issue*, **4**: 233–252.
- N i e w i a r o w s k i W., 2003 — Pleni- and Late Vistulian glacial lakes, their sediments and landform: a case study from the young glacial landscape of northern Poland. *W: Holocene and Late Vistulian paleogeography and paleohydrology* (red. A. Kotarba). *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 189: 61–85.
- N o w a c z y k B., 1986 — Wiek wydm w Polsce, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w późnym vistulianie i holocenie. *Zesz. Nauk. UAM, ser. Geografia*, **28**.
- N o w a k J., 2007a — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Stara Łubianka (274). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- N o w a k J., 2007b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Stara Łubianka (274). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- O s i k a R., P o ż a r y s k i W., R ü h l e E., Z n o s k o J., 1972 — Mapa Geologiczna Polski (bez utworów kenozoicznych) 1:500 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- P a w ł o w s k i S., 1931 — Rzut oka na ukształtowanie Pomorza. *Czas. Geogr.*, **9**: 257–268.
- P a w ł o w s k i S., 1934 — La Poméranie et le Littoral de la mer Baltique. Excursion B-2. du Congr. Intern. de Géogr., Warszawa.
- P a w ł o w s k i S., 1937 — Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza. *W: Słownik Geograficzny Państwa Polskiego*. **1**, 1, Warszawa.
- P e t t e r s s o n G., 1997 — Unexpected ice movement direction during the last deglaciation in Ujście. NW Poland – stratigraphical investigation. *Quatern. Stud. in Poland*, **14**: 85–94.

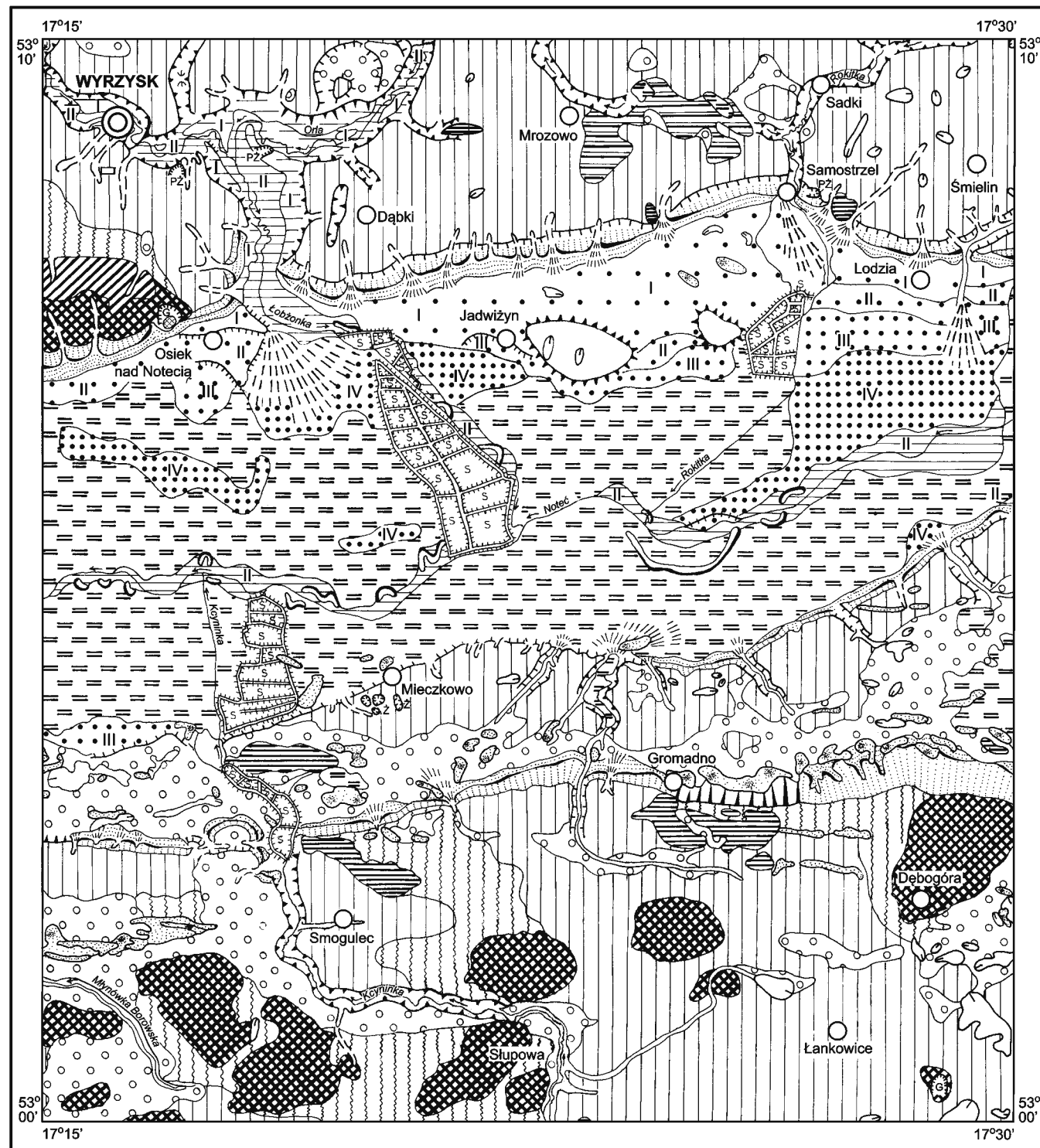
- Pettersson G., 2002 — Weichselian glaciations in the middle Noteć River region, northwest Poland. *LUNDQUA Thesis*, **47**: 1–19.
- Pietrenko W., 1961 — Kształtowanie się wału kujawsko-pomorskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **172**: 73–131.
- Pilarczyk L., 1958 — Wydmy międzyrzecza warciańsko-noteckiego. *W: Wydmy śródlądowe Polski* (red. R. Galon). **1**: 87–94. PWN, Warszawa.
- Pilarczyk L., 1962 — O niektórych cechach morfologicznych i wieku wydmy wschodniej części międzyrzecza warciańsko-noteckiego. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **9**: 147–154.
- Piwocki M., 1972 — Dokumentacja prac geologicznych dla zbadania węgloności trzeciorzędu i budowy geologicznej rejonu „Wysoka”. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., 1973a — Sprawozdanie z geologicznych badań podstawowych dla wyjaśnienia budowy geologicznej trzeciorzędu oraz występowania w nim surowców mineralnych stałych w rejonie Nakło. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Piwocki M., 1973b — Trzeciorząd w rejonie Wysokiej (Streszczenie referatu). *Kwart. Geol.*, **17**, **3**: 599–600.
- Piwocki M., 1978 — Warunki geologiczne i perspektywy wykorzystania węgla brunatnego w rejonie Nakła nad Notecią. *Prz. Geol.*, **26**, **10**: 58–588.
- Piwocki M., 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych. *W: Przew. 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Poznań*, 5–7 września.
- Piwocki M., 1992 — Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, **40**, **5**: 281–286.
- Piwocki M., 1998 — Charakterystyka dolnomiocenkiej IV dąbrowskiej grupy pokładów węgla brunatnego w Polsce. *Prz. Geol.*, **46**, **1**: 55–61.
- Piwocki M., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Paleogen. *W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik, paleogen neogen* (red. T. Peryt, M. Piwocki). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Badura J., Przybylski B., 2004 — Niż Polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski. 1. Stratygrafia. 3a. Kenozoik, paleogen, neogen* (red. T. Peryt, M. Piwocki). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Piwocki M., Olkowicz-Paprocka I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **356**: 7–28.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, **11**: 916–927.
- Piwocki M., Ziemińska-Tworzydło M., 1997 — Neogene of the Polish Lowland Lithostratigraphy and pollen-spores zones. *Kwart. Geol.*, **41**, **1**: 21–40.
- Pożaryski W., 1952 — Podłoże mezozoiczne Kujaw (szkic geologiczny). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **55**.
- Pożaryski W., 1964 — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **8**, **1**: 1–32.
- Pożaryski W., 1969 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17**, **2**: 57–65.
- Pożaryski W., 1974 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *W: Budowa geologiczna Polski. 4. Tektonika. 1. Inst. Geol.*, Warszawa.
- Przybylski T., 1961 — Późny glacjał w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **8**: 89–90.
- Raczyńska A., 1987 — Perm i mezozoik. *W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża* (red. A. Raczyńska). *Pr. Inst. Geol.*, **119**.

- Raczyńska A., Sokółowski I., 1987 — Mapa grawimetryczno-sejsmiczna elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego arkusza Nakło. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Ratajczak M., 2007a — Położenie i charakterystyka geomorfologiczna obszaru leżącego na północ od pradoliny Noteci. *W: Strefy glaciomarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna.* (red. L. Kasprzak): 101–106. UAM, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich.
- Ratajczak M., 2007b — Geologia osadów lodowcowych na północ od pradoliny Noteci – identyfikacja różnych środowisk sedymentacji osadów rzek i strumieni lodowcowych (Stanowisko Wyrzysk). *W: Strefy glaciomarginalne Wielkopolski. Zapis sedymentacyjny i ekspresja morfologiczna.* (red. L. Kasprzak): 127–131. UAM, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich.
- Roszkówna L., 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 74: 65–95.
- Rühle E., 1954 — Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Śmielinie koło Nakła na Pomorzu. *W: Z badań czwartorzędu w Polsce. Biul. Inst. Geol.*, 69: 149–152.
- Siliwończuk Z., 1977 — Charakterystyka geologiczno-surowcowa poziomów tarasowych pradoliny Noteci-Warty. *Kwart. Geol.*, 21,1: 153–171.
- Sokółowski J., 1966 — Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 50: 94–112.
- Sokółowski R., 2006 — Osady polodowcowe w żwirowni w Wyrzysku-Hetkach. Karta ewidencyjna stanowiska dokumentacyjnego. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Sokółowski S., Znosko J., 1959 — Mapa tektoniczna Polski. *W: Atlas geologiczny Polski 1:1 000 000*, tabl. 7, Inst. Geol., Warszawa.
- Sokółowski S., Znosko J., 1960 — Elements principaux de la tectonique de Pologne. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 2.
- Srokowski S., 1927 — Zdyzlokowane warstwy lodowcowe z okolic Szamocina. *Prz. Geogr.*, 7, 1–2: 79–82.
- Szałajdewicz J., 2007 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Złotów (238). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Szałajdewicz J., 2008 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Złotów (238). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Szupryczyński J., 1958 — Rzeźba i budowa geologiczna Dębowej Góry. *Stud. Soc. Sci. Torunensis, Sec. C*, 3, 6: 113–128.
- Szupryczyński J., 1966 — Polsko-niemiecka konferencja poświęcona geomorfologii pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. *Prz. Geogr.*, 38, 4: 791–793.
- Śródóń A., 1954 — Interglacialny torf ze Śmielina koło Nakła na Pomorzu. *W: Z badań czwartorzędu w Polsce. Biul. Inst. Geol.*, 69: 153–158.
- Uniejewska M., Nosek M., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Nakło, wyd. B. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1990a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Gąsawa (398), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1990b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Łabiszyn (358), Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., 1992 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łabiszyn (358). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- Uniejewska M., Nosek M., 1993 — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Gąsawa (398). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Nosek M., Włodek M., 1979 — Objąsnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Nakło. Inst. Geol., Warszawa.
- Uniejewska M., Włodek M., 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Nakło, wyd. A. Inst. Geol., Warszawa.
- Waluszko W., Pasierowska B., 2002a — Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Wyrzysk (316). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Waluszko W., Pasierowska B., 2002b — Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Wyrzysk (316). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Włodek M., 1980 — Młodszy plejstocen w rejonie Nakła nad Notecią. *Prz. Geol.*, **28**, 8: 453–456.
- Włodek M., 2003a — Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nakło n. Notecią (317). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Włodek M., 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nakło n. Notecią (317). Państw. Inst. Geol., Warszawa. [dokument elektroniczny]
- Wiśniewski E., 1982 — The geomorphological evolution of the Vistula River Valley between Włocławek and Ciechocinek during the last 15 000 years. *W: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part I* (red. L. Starkel). *Geogr. Stud., Spec. Issue*, **1**: 93–108.
- Wiśniewski E., 1990 — Terrace system characteristics. *W: Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years, Part III* (red. L. Starkel). *Geogr. Stud., Spec. Issue*, **5**: 102–110.
- Wodziczko A., 1948 — Materiały do stratygrafii i analizy pyłkowej osadów w pradolinie Noteci. Nadbitka z *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, **1**: 129–151.
- Woldstedt P., 1925 — Die grossen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **77**.
- Woldstedt P., 1932 — Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **52**: 59–67.
- Woldstedt P., 1935 — Erläuterungen zur Geologisch-morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes, 1:500 000. Berlin.
- Woźny E., 1965 — Oligocen Polski zachodniej i jego fauna. *Biul. Inst. Geol.*, 192: 169–212.
- Znosko J., 1957 — Sprawozdanie roczne z 1956 r. z prac geologicznych w osadach jury brunatnej na obszarze elewacji Szubina. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- Znosko J., 1966 — Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. Geol.*, **10**, 3: 646–662.
- Znosko J., 1969 — Geologia Kujaw i wschodniej Wielkopolski. *W: Przew. 41. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Konin*, 21–23 sierpnia.

SZKIC GEOMORFOLOGICZNY

Skala 1:100 000



Formy lodowcowe

- Wysoczyzna morenowa płaska
- Wysoczyzna morenowa falista

Moreny czołowe:

- a. przeważnie akumulacyjne
- b. przeważnie spiętrzone

Formy wodnolodowcowe

- Równiny sandrowe i wodnolodowcowe
- Obszary zastoiskowe
- Kemy
- Tarasy pradolinne
- Rynny subglacjalne
- Rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone
- Wyniosłości i progi w dnach rynien
- Doliny wód roztopowych
- Zagłębienia powstałe po martwym lodzie

Formy eoliczne

- Wydmy
- Równiny piasków przewianych

Formy rzeczne

- Dna dolin rzecznych
- Tarasy akumulacyjne w dolinach rzecznych
- Starorzecza
- Krawędzie i stoki: a. wysoczyzny, b. tarasów

Formy denudacyjne

- Ostańce
- Suche doliny
- Dolinki denudacyjne
- Stożki napływowe
- Długie stoki
- Strefy degradacji i agradacji

Formy utworzone przez roślinność

- Równiny torfowe

Formy antropogeniczne

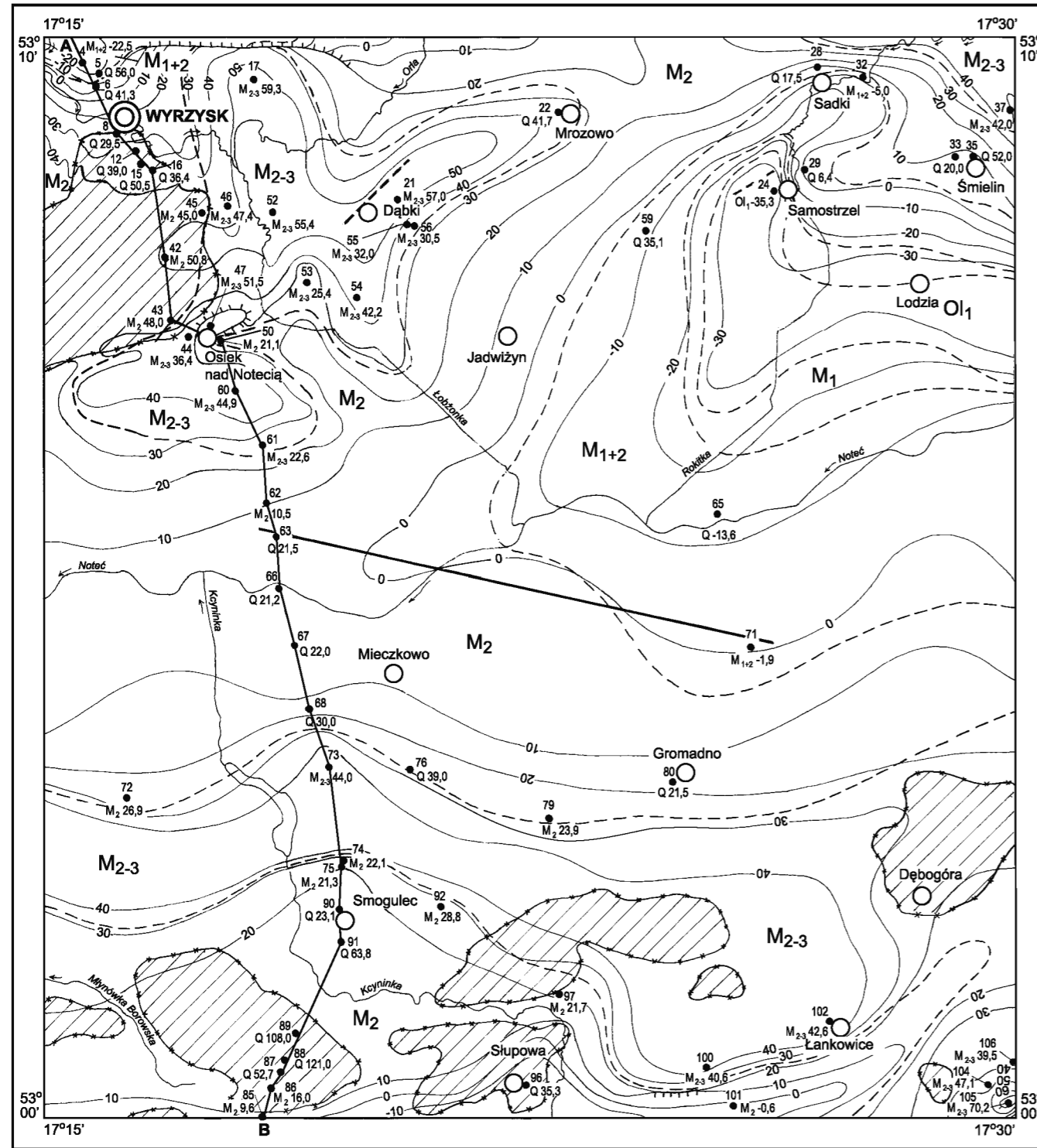
- Groble
- Kanały
- Żwirownie (Ż), piaskownie-żwirownie (PŻ), gliniarki (G)
- Dna stawów
- Hałdy
- Grodziska

Opracowali: R. CHMAL, E. BARTCZAK

Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000
Ark. Wyrzysk (316)

SZKIC GEOLOGICZNY ODKRYTY

Skala 1:100 000



| | | | | |
|----------|----------|------------------|--|-------------------------|
| NEOGEN | MIOCEN | M ₂₋₃ | Iły i mułki (ogniwo iłów zielonych) – formacja poznańska | MIOCEN ŚRODKOWY-GÓRNY |
| | | M ₂ | Iły, mułki, piaski i węgiel brunatny (ogniwo iłów szarych) – formacja poznańska oraz piaski, mułki i iły z wkładkami węgla brunatnego – formacja adamowska | MIOCEN ŚRODKOWY |
| | | M ₁₊₂ | Piaski, mułki i iły, miejscami żwiry oraz, węgiel brunatny – formacja krajeńska | MIOCEN DOLNY + ŚRODKOWY |
| | | M ₁ | Piaski, żwiry, mułki i iły – formacja gorzowska | MIOCEN DOLNY |
| PALEOGEN | OLIGOCEN | O ₁ | Piaski i żwiry oraz mułki i mułowce – formacja mosińska góra oraz mułowce, mułki i piaski – formacja czempieńska | OLIGOCEN DOLNY |

- Granice geologiczne
- 30- Izohipsy stropu utworów podczwartorzędowych w m n.p.m.
- Uskoki pewne
- - - Uskoki przypuszczalne
- ▬ Krawędzie

Wybrane otwory wiertnicze z numeracją według mapy geologicznej (symbol oznacza wiek: M₂₋₃ – miocen środkowy-górny, M₂ – miocen środkowy, M₁₊₂ – miocen dolny i środkowy, O₁ – oligocen dolny; liczba – wysokość stropu utworów starszych od czwartorzędu lub rzędną zakończenia otworu w osadach czwartorzędowych, w m n.p.m.)

- A — B Linia przekroju geologicznego na mapie geologicznej
- ▨ Obszar występowania zaburzeń glaciektonicznych

Opracowali: R. CHMAL, E. BARTCZAK