

Geomorfologiczne uwarunkowania występowania naturalnych barier izolacyjnych w wybranych dolinach rzecznych Nizy Polskiego

Ewa Falkowska*

Geomorphological conditions of the occurrence of the natural isolation barriers in selected river valleys of the Polish Lowlands.
Prz. Geol., 50: 929–936.

Summary. Geomorphological investigations in the eastern part of the Polish Lowlands have demonstrated the predominance of rivers with an "inherited" character, that is rivers which have adapted a series of depressions after glacial melt-outs for their flow. Initially vast and shallow overflow lakes filled these depressions, in most cases giving parts of valleys, and occasionally also whole valleys a basin shape. The lakes were completely filled with marsh sediments: lake clays, gyttia, organic muds and peats. The admixture of channel sediments in basin-like river valleys is rather small in relation to their area.

Due to areal deglaciation typical morphological forms developed in the Polish Lowlands. These include basin-like valley bottoms of lacustrine origin, side valleys connecting postglacial smaller melt-outs on the plateau, glacial deformations in the edge zones of the plateau and postglacial accumulation plains with a high-stand or ice-dammed sandy-silty cover. Regularities in the occurrence of features testifying for a glacial origin of wide and long sections were observed in river valleys of Supraśl, Nida, Wkra, Narew, Nurzec, Toczna, Tyśmienica, Piwonia, Krzna, as well as within the neighbouring plateaux.

A geomorphological model of large areas was presented, along with the evaluation of the susceptibility of cover soils to pollution. Only such analysis enables a rational economically management of these areas. Lithological characteristics of sediments, filtration coefficient, cation exchange capacity (CEC), heavy metal sorption (Pb, Cd, Cu) and sorption intensity of Pb, Cd and Cu were adopted as indicators of the capacities of sediments building inherited river valleys and adjacent areas to retention of pollution. Sub-surface sediments of the same origin reveal similar physico-chemical properties despite their different age and different range of the particular glaciations, therefore they can be divided into five classes in respect to their capacities to retain pollution. Class I includes sediments with high capacities to retain pollution, i.e., peats, while class V includes sediments with very poor retention capacities, i.e., sands of the channel facies.

The evaluation of pollution retention in the case of the investigated polygenic melt-out river valleys and adjacent areas depends on the occurrence of two zones. The first is the valley bottom, a vast area with considerably thick organic sediments (of lake and marsh origin) with high sorption capacities. These sediments create natural isolation barrier. The second zone is the plateau with slope wash sediments and kame terraces and with postglacial accumulation plains. Apart from sediments with very high capacities to retain pollution (clays), sedimentss with much lower capacities such as sands also occur there. The efficiency of the protection cover occurring within bottoms of the studied river valley section depends largely on its continuity, which can be affected by: a) valley kames within peat layers, b) glaciogenic deformations, complicating recharge, c) engineering objects.

Key words: river valleys, morphogenesis, organic sediments, CEC, sorption of Pb, Cd, Cu, isolation barriers

Głównym postulatem koncepcji zrównoważonego rozwoju, polegającej na wprowadzeniu sposobu gospodarowania, który przy zaspokojeniu potrzeb ludności nie prowadzi do degradacji środowiska naturalnego, jest jego racjonalne wykorzystanie, kształtowanie i ochrona (Kozłowski, 1998; Rychling & Solon, 1996). Prowadzenie nie agresywnej, zachowującej stan równowagi i stabilność geokomponentów, działalności gospodarczej, możliwe jest jedynie w warunkach znajomości zjawisk, zachodzących w środowisku naturalnym. Podstawowym elementem planowania przestrzennego jest ocena wrażliwości środowiska na antropopresję, a co za tym idzie identyfikacja stref podatnych na degradację oraz obszarów, na których występują ochronne naturalne bariery izolacyjne o wysokich właściwościach sorpcyjnych. Ocena rozprzestrzenienia, miąższości i trwałości takiej strefy daje możliwość bezkonfliktowego, zgodnego z zasadami zrównoważonego rozwoju, zagospodarowania terenów. Pozwala także na prognozowanie zachowania się środowiska przyrodniczego w momencie zaistnienia zagrożenia skażeniem. Warunkiem podstawowym prawidłowego rozpoznania, obecności i formy występowania oraz stopnia skuteczności działania naturalnej strefy ochronnej jest określenie genezy oraz budowy geologicznej struktur, w których są one stwierdzane.

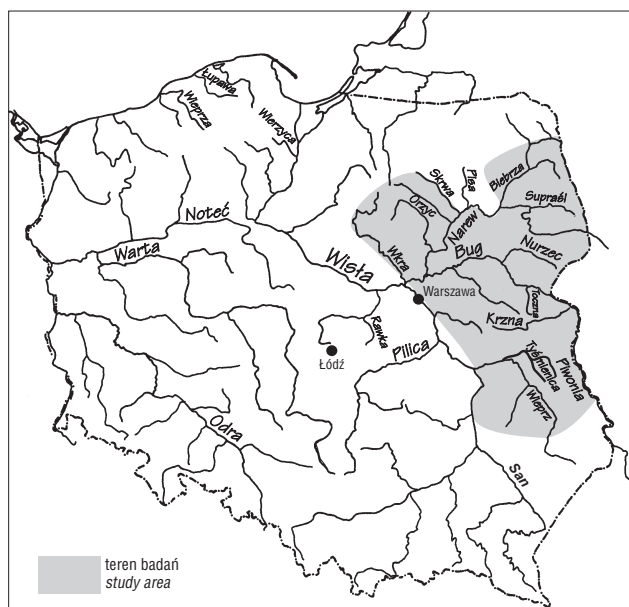
Szczególnie istotna jest analiza występowania i efektywności „działania” takich barier izolacyjnych w dolinach rzecznych, będących obszarami o wyjątkowym znaczeniu gospodarczym, często mającymi wysokie walory przyrodnicze i jednocześnie bardzo zagrożonymi skażeniami.

Na obszarach niżowych, w zależności od typu doliny, jej etapu rozwoju, typu rozwinięcia koryta, dynamiki przepływu nastąpiło, w obrębie den dolinnych, wykształcenie różnych litologicznie osadów, charakteryzujących się zmiennymi właściwościami fizyko-chemicznymi i odmienną podatnością na skażenia. Rzeki dojrzałe swobodne takie jak: Wisła, Odra (Falkowski, 1971, 1975), San (Szumański, 1986), wymodelowały doliny szerokie, wypełnione aluwiami piaszczystymi. Ich zmienny charakter rozwinięcia koryta, w dużej mierze spowodowany antropopresją (Falkowski, 1975), decyduje o zróżnicowaniu litologicznym i morfologicznym osadów korytowych oraz pokryw madowych (Falkowski, 1991). Osady powodziowe rzek meandrujących są wykształcone, ze względu na wyrównany przepływ, jako utwory gliniaste i ilaste. Wysoka zawartość, charakteryzujących się wysokimi właściwościami sorpcyjnymi, minerałów ilastych i substancji organicznej w ich składzie (Myślińska, 1984), powoduje, że stanowią one mogą bariery dla migracji zanieczyszczeń.

Rzeki o roztokowym rozwinięciu koryta nie wytworzyły takich pokryw ochronnych, osadzając mady pylasto-piaszczyste, o zdecydowanie gorszych właściwościach sorpcyjnych. Na postglacjalnym obszarze wschod-

*Katedra Ochrony Środowiska i Zasobów Naturalnych, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; ewafal@geo.uw.edu.pl

niej części Nizy Polskiego, gdzie miała miejsce deglacja arealna, dominują rzeki młode, płynące odziedziczonym systemem obniżen, najczęściej wytopiskowych (Falkowski, 1990; Falkowska, 2001). W obrębie tych poligenicznych form występują inicjalne warunki geomorfologiczne, z aluwialnymi osadami piaszczystymi współczesnych rzek ograniczonymi tylko do bezpośredniej strefy koryta. Wypełnione są one utworami organicznymi: namułami, torfami i osadami organiczno-mineralnymi, które ze względu na właściwości fizykochemiczne substancji organicznej, charakteryzują się bardzo wysokimi zdolnościami do zatrzymywania zanieczyszczeń (Olkowicz-Paprocka i in., 1994; Falkowska, 2001). Dzięki wykształceniu w formie ciągłych, przypowierzchniowych struktur tworzyć mogą naturalną barierę izolacyjną chroniącą wody gruntowe i grunty przed skażeniem. Prawidłowości występowania cech świadczących o lodowcowej genezie szerokich i długich odcinków stwierdzono w dolinach takich rzek jak: Supraśl, Bug, Narew, Nurzec, Tyśmienica, Piwonia, Krzna, Orzyc, Pisa, Skrwa (ryc. 1), znajdujących się w zasięgu zlodowaceń warty i odry (wg Lindnera i Marksa, 1995). Odcinki dolin rzecznych mające cechy dolin poligenicznych, wytopiskowych, wypełnionych osadami jeziornymi i bagiennymi zostały opisane przez wielu autorów. E. Falkowski stwierdził tego typu odcinki w dolinach Narwi, Bugu, Krutyni. Mojski (1972a) uznał, że zarówno Narew, jak i Supraśl zaadoptowała na trasę przepływu serie mis końcowych. Falkowski i in. (1988) przedstawili etapy powstania poligenicznej, wytopiskowej sieci rzecznej województwa białkopodlaskiego, związane z deglacją arealną. Ślady wytopiskowej genezy dolin rzecznych zostały stwierdzone przez Straszewską (1968) w rejonie dolnego Bugu, Baraniecką (1974) w Smulsku i Wrońsku, Baraniecką i in. (1978) w dolinie Rgilówki oraz na wschód od Mińska Mazowieckiego, Klatkową (1989) na wysoczyźnie Łódzkiej, Klajnerta & Rdzanego (1989) w dolinie Rawki, Musiała (1992) na obszarze północnego Podlasia, Błaszkiwicza i Krzemińską (1992) w dolinie Wierzycy Falkowskiego (1994) w dolinach Toczonej i Nidy-Wkry.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny
Fig. 1. Location of the study areas

Morfogeneza i budowa geologiczna postglacialnych dolin rzecznych

Tworzące bariery izolacyjne: torfy, namuły, kreda jeziorna i osady mineralno-organiczne, występujące w formie ciągłych pokryw, powstały w obniżeniach wytopiskowych, w których następowała sedymentacja jeziorna i bagienna. Obniżenia te, w czasie formowania się systemu odpływu powierzchniowego, zostały zaadoptowane na trasę przepływu przez rzeki współczesne. Powstanie tych „odziedziczonych” form jest związane z deglacją arealną, która spowodowała powstanie charakterystycznych form (struktur). Są to: postglacialne, wytopiskowe dna dolin, stanowiące obecnie taras zalewowy z lokalnie występującymi kemami dolinnymi, zaburzone glacieńniczne strefy brzeżne wysoczyzn (zbocza dolin), dolinki boczne łączące niewielkie wytopiska polodowcowe, tarasy kemowe na zboczach dolin oraz równiny akumulacyjne z wezbraniową lub zastoiskową pokrywą pylasto-piaszczystą sąsiednich wysoczyzn. Przykładem tego typu form mogą być fragmenty doliny Nurca w okolicach Oleksina (ryc. 2) i Brańska oraz Krzny w rejonie Sycyny (ryc. 2, 3), Orzyca w okolicach Grzebska.

Powstanie charakterystycznej rzeźby analizowanego obszaru wiązać można jedynie z arealnym sposobem wycofywania się lodowca. Deglacja rozpoczęła się tam od ocieplenia się klimatu i zaniku alimentacji lodów lodowcowych, co spowodowało według Różyckiego (1967, 1972) i Galona (1972) powstanie na obszarze północno-zachodniej części Nizy Polskiego szerokiej strefy pokrytej płaszczem martwego lądolodu. Na stagnującym lądolodzie, dzięki koncentracji strumieni spływających wód opadowych i roztopowych, utworzyła się sieć rzeczna (Falkowski i in., 1988). Wcięła się ona w zwartą pokrywę lodową szczelinowymi dolinami, sezonalnie wzbierających rzek, charakteryzujących się przeważnie dużymi prędkościami przepływu oraz sedymentacją roztokową. Wcięcia rzek doprowadziły do powstania międzyrzeczy, w postaci wysoczyzn lodowcowych i działów wodnych na bryłach martwego lodu.

Przepływ rzek lodowcowych powodował poszerzanie szczelin w pokrywie martwych lodów i osadzanie materiału piaszczysto-żwirowego. Utworzyły się tam najstarsze, odsłaniające się na powierzchni, formy terenu — kemy, obecnie hipsometrycznie najwyższe i najczęściej zaburzone glacieńniczne (Falkowski i in., 1988). Ich obecność stwierdzono zarówno w dorzeczu Krzny, jak i Nurca, Supraśli oraz Toczonej, Nidy-Wkry (Falkowski, 1994). W następnej fazie deglacji arealnej utworzyły się stopnie równin akumulacyjnych, schodzące w kierunku obecnych dolin rzecznych.

W czasie końcowej fazy deglacji arealnej, o czym świadczy m.in. morfologia zboczy, dzisiejsze doliny były wypełnione już tylko przez bryły grubego, martwego lodu lodowcowego. Bryły te, tworząc działy wodne, pozostawały najdłużej w obniżeniach egzarycyjnych, które zwykle tworzyły ciągi, a genetycznie były uwarunkowane morfologią przedlodowcową i sposobem nasuwania się jezior lodowcowych w trakcie jego transgresji (Mojski, 1972a). Morfologia obniżen egzarycyjnych została zmodyfikowana i podkreślona (np. kotlinowatość) ugięciem się podatnego podłoża dzięki wypieraniu gruntu przez pogrążające się bryły lodu (Falkowski i in., 1984–1985, 1988; Jaroszewski, 1991). Po ostatecznym stopieniu się lodu, zajęte one zostały przez system jezior. Rozpoczęła się tam sedy-

mentacja osadów terygenicznych związanych ze zlodowaczeniem wisły, a następnie utworów organicznych oraz deltowych, które stanowiły zaczątek form aluwialnych — facji korytowej i powodziowej. W czasie formowania się sieci odpływu jeziora te wykorzystane zostały przez rzeki na trasę przepływu, a następnie także zdrenowane. Sedymentacja utworów jeziornych, a następnie bagiennych odbywała się jednocześnie z sedymentacją osadów facji korytowej i powodziowej. Powstały rozległe, kotlinowate dna dolin, charakteryzujące się istnieniem grubej pokrywy gruntów organicznych. Zjawisko powstawania mad zaznaczyło się zmniejszeniem zawartości substancji organicznej (wzrost popielności) w namulach oraz zamulaniem w torfach. Obecnie dna dolin wytopiskowych charakteryzują się istnieniem grubej pokrywy gruntów jeziornych i bagiennych (ryc. 3), co stwierdzono w dolinach Narwi, Nurca, Krzny, Tocznej, Supraśli, Piwonii, Tyśmienicy, Pisy oraz Orzyca, w dolinie którego osady organiczne opisała wcześniej także Bałuk (1991). Warstwy osadów jeziornych i bagiennych o znacznej miąższości stwierdziła Kobojeł (1996) w dolinie Rawki, a Falkowski (1994) w dolinie Nidy–Wkry. Na obszarze młodoglacjalnym występowanie torfów i namulów w wielu odcinkach dolin środkowej części północnego Pomorza–Słupi, Wieprzy, Łupawy wykazał Florek (1992) oraz Błaszczewicz & Krzemińska (1992) w dolinie Wierzycy.

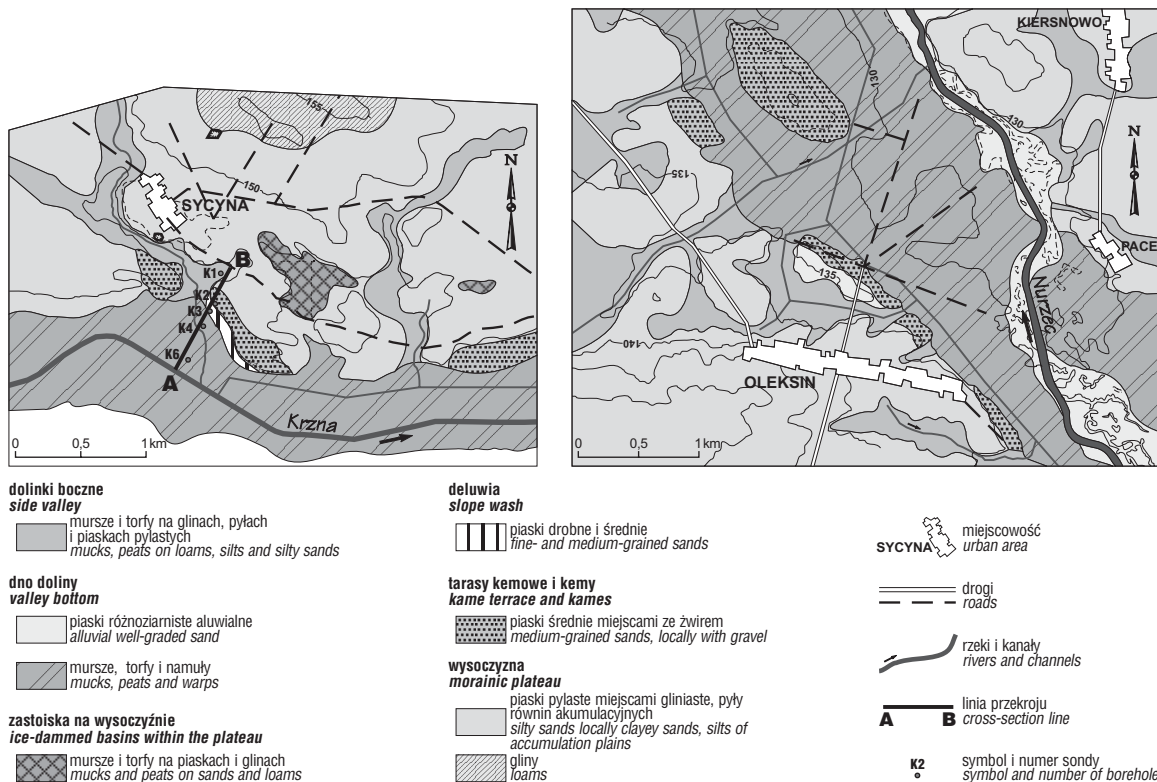
W obrębie osadów organicznych den dolinnych Nurca i Orzyca występują także formy kemowe (kemy dolinne), zbudowane z piasków, lokalnie z wkładkami żwirów (ryc. 2). Powstały one w czasie dzielenia się martwych brył lodowca, leżącego w przyszłych wytopiskach. Szczeliny i przetajny, które się wtedy utworzyły w bryłach lodo-

wych zostały wykorzystane przez krótkie, epizodyczne ciekły wód roztopowych, niosące materiał piaszczysty.

W wyniku deglacji arealnej utworzyły się również silnie zaburzone glaciekticznie i glaciostatycznie strefy brzeżne wysoczyzn morenowych przyległych do dolin (moreny martwych lodów). Nacisk topniejących brył martwego lodu zalegających w obniżeniach egzaracyjnych powodował wypieranie plastycznego materiału w kierunku obszarów pozbawionych pokrywy lodowej i powstawanie wyraźnie dominujących w morfologii wzniesień (Jaroszewski, 1991). Powstały struktury fałdowe, obserwowane na zboczach doliny Narwi, w rejonie Suraża, doliny Nurca w okolicach Oleksina, a także Supraśli w rejonie Studzianek i Krzny w rejonie Sycyny (Falkowska, 1998). Tego typu zaburzenia glaciektyczne na krawędzi doliny Wisły, na odcinku warszawskim, opisał także Różycki (1972), oraz w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej Brykczyński (1982). Na liczne przejawy zaburzeń glaciektycznych wskazali Klatkova (1993) w rejonie Łodzi, Falkowski i in. (1988) oraz Nitychoruk (1994) na obszarze Podlasia.

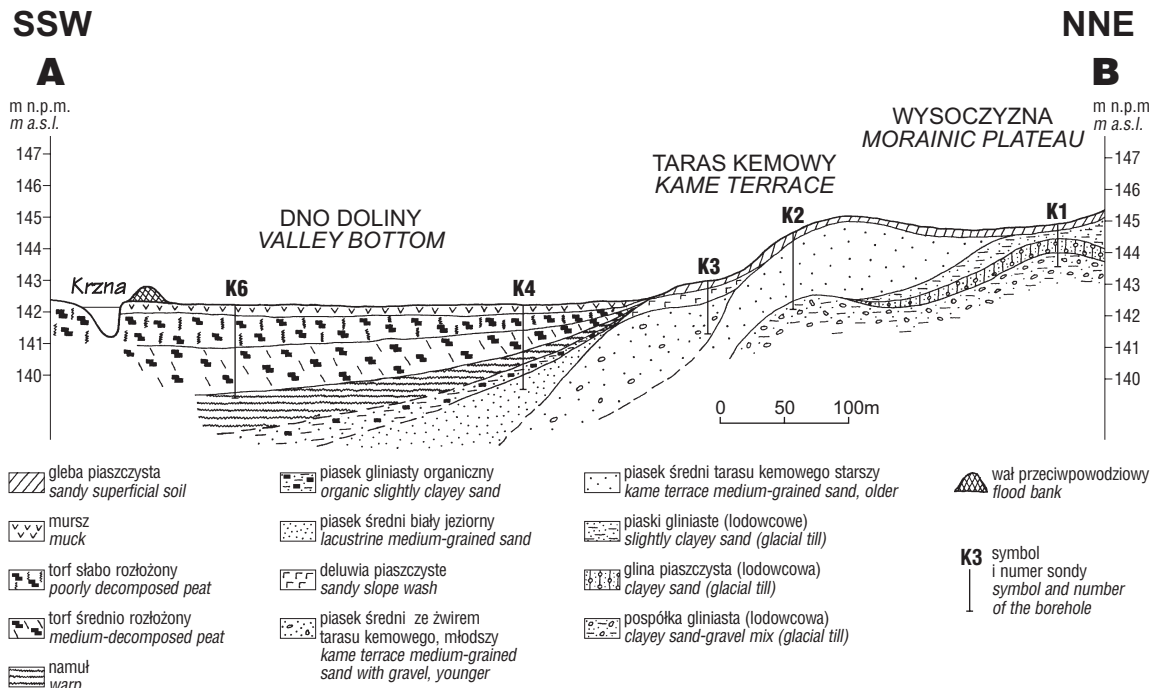
W przypadku większości odcinków dolin rzecznych stwierdzono także istnienie na przyległych wysoczyznach równin zastoiskowych, występujących w postaci zawieszonych tarasów oraz szerokich, pozbawionych cech erozji, dolinek bocznych (ryc. 2). Formy te, wypełnione osadami organicznymi, stwierdzono na wysoczyznach przylegających do większości badanych dolin rzecznych wschodniej części Nizy Polskiego (Nurca, Krzny, Piwonii, Tyśmienicy, Supraśli, Narwi oraz Nidy–Wkry i Tocznej; Falkowski, 1994).

Do zboczy dolin przylegają tarasy fluwioglacjalne, powstałe w czasie przepływu rzek lodowcowych w obniżeniach między tworzącą się wysoczyzną a krawędzią



Ryc. 2. Mapy geomorfologiczne odcinków dolin Krzny w rejonie Sycyny i Nurca w rejonie Brańska (Falkowska, 2001 z uzupełnieniami)

Fig. 2. Geomorphological maps of the sections of the Krzna river valley in the Sycyna area and Nurzec river valley in the Brańsk area (Falkowska, 2001, appended)



Ryc. 3. Przekrój litologiczny przez dolinę Krzny w rejonie Sycyny (Falkowska, 2001 z uzupełnieniami)
 Fig. 3. Lithological cross-section through part of the Krzna river valley in the Sycyna area (Falkowska, 2001 appended)

topiącego się lodu lodowcowego. Jednakże omawiane listwy tarasów kemowych są uważane przez niektórych autorów za ślady pradolin np. Mojski (1972b), Bieniaszewska (1980), Nowicki (1971).

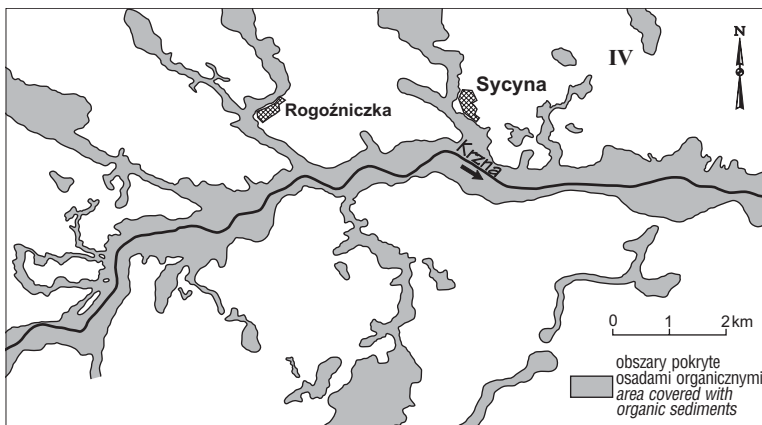
Stropową część wysoczyzn przylegających do dolin Nurca, Krzny, Piwonii, Tyśmienicy, Supraśli, Narwi oraz Nidy–Wkry i Tocznej (Falkowski, 1994) stanowią równiny akumulacyjne (ryc. 2), stwierdzone i opisane przez Falkowskiego i in. (1984–1985) na obszarze dawnego województwa białkopodlaskiego. Są to pozostałości ogromnych rozlewisk, powstałych w wyniku etapowego wytapiania się brył martwego lodu, powodującego spokojny odpływ wód roztopowych. Budują je piaski pyłaste, pyły oraz piaski gliniaste. Na występowanie tego typu struktur na obszarze Niżu Polskiego wskazywał także Różycki (1972), a Ruszczyńska-Szenajch (1991) określiła poziomy te jako wysoczyzny glacialfluwialne.

Przeprowadzona analiza zdjęć lotniczych dolin rzecznych mających cechy form wytopiskowych, wykazała brak śladów meandrycznego przemieszczania się koryt tych rzek, co potwierdza, że ich doliny są młode i nie mają charakteru rzeczno-meandrycznego, typowego dla odcinków dolin rzek dojrzałych swobodnych o grubej, szeroko rozprzestrzenionej (w obrębie meandrów) pokrywie utworów aluwialnych (facji korytovej i starorzecznej). Dominują w ich obrębie utwory powstałe w środowisku wód stojących — torfy, mursze, namuły oraz grunty mineralno-organiczne (ryc. 4). Stanowią one nawet 50% osadów tam występujących. Są one obecne także na obszarach międzyrzeczy. Można więc mówić, że występowanie tak dużych terenów pokrytych osadami organicznymi jest charakterystyczną cechą regionalną NE Polski.

Schemat rozwoju morfogenezy i litogenezy osadów przypowierzchniowych analizowanych obszarów, oparty na deglacjacji arealnej, wyjaśnia mechanizm powstawania na tym obszarze utworów tworzących w NE Polsce naturalne strefy ochronne chroniące wody podziemne i niżej leżące grunty przed zanieczyszczeniami antropogenicznymi.

Zdolności ochronne osadów budujących badane doliny rzeczne

W trakcie badań przeprowadzono analizę zdolności osadów budujących poligeniczne, wytopiskowe doliny rzeczne i strefy do nich przyległe do zatrzymywania zanieczyszczeń. Jako wskaźniki oceny właściwości izolacyjnych tych gruntów zastosowano, oznaczone dla reprezentatywnych próbek osadów, takie parametry jak: charakterystykę litologiczną, współczynnik filtracji, pojemność wymiany kationowej (CEC), sorpcję metali ciężkich (Pb, Cd, Cu) z roztworów wejściowych o stężeniu od 5 do 50 mg/dm³ oraz intensywność



Ryc. 4. Występowanie osadów organicznych we fragmencie dolinie Krzny w rejonie Sycyny
 Fig. 4. Occurrence of organic sediments in the part of Krzna river valley in the Sycyna area

sorpcji według Witczaka (1984). Na wybranych próbkach gruntów przeprowadzono także sygnałne badanie zdolności osadów do przechwytywania zanieczyszczeń fizycznych tj. części organicznych i mineralnych przy zastosowaniu odpadów gospodarczych oraz popiołów (odpadów elektrociepłowni Kozienice).

Wyniki badań laboratoryjnych pozwoliły na przedstawienie propozycji klasyfikacji osadów przypowierzchniowych budujących analizowane strefy dolin pod względem ich zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń (tab. 1). W zaproponowanym podziale wydzielono 5 klas zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń. I klasę stanowią osady bardzo dobrze zatrzymujące zanieczyszczenia, takie jak torfy, V klasę natomiast utwory o bardzo słabych zdolnościach do ich wiązania.

Najlepsze zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń wykazują torfy i mursze, stanowiące I klasę w zaproponowanym podziale. Tworzą one ciągłą pokrywę, w dnach dolin oraz w dolinkach bocznych i zastoiskach na wysoczyźnie. Osady te osiągają szczególnie wysokie wartości pojemności wymiany kationowej, dochodzące do 156 meq/100 g gruntu (tab. 1). Wiążą również wyjątkowo duże

ilości Cd, Pb i Cu, gdyż zatrzymują, jak wykazały badania (Falkowska, 1998), ponad 99% zadawanego pierwiastka, a intensywność sorpcji jest wtedy zwykle nieograniczona. Sorpcja w przypadku tych utworów następuje głównie w wyniku reakcji wymiany kationów wapnia magnezu, potasu, sodu i wodoru (Sapek, 1980; Falkowska, 2001)

Współczynnik filtracji torfów przyjmuje wartości od 10^{-4} do 10^{-6} m/s. Są to jednak utwory uznawane za słabo przepuszczalne lub nieprzepuszczalne, gdyż w okresach mokrych, dzięki obecności substancji organicznej, wchłaniają one wodę aż do osiągnięcia stanu nasycenia, w suchych natomiast oddają ją parując i wysychając.

Występujące w dnie doliny oraz w obrębie zastoisk na wysoczyźnie i w dolinkach bocznych namuły (zawierające od 5 do 30% substancji organicznej) charakteryzują się nieco gorszymi niż torfy zdolnościami do zatrzymywania zanieczyszczeń. Jednakże osady te uznać należy także za aktywne, gdyż ich pojemność wymiany kationowej osiąga wartość dochodzącą do 110 meq/100 g gruntu (średnio 62 meq/100 g gruntu) oraz sorbują one szczególnie duże ilości kadmu i ołowiu. Wartość sorpcji (S%) wykazywana przez próbki tych gruntów przekracza nawet 99%. Namuły są

Tab. 1. Klasyfikacja osadów budujących poligeniczne, wytopiskowe doliny rzeczne pod względem ich zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń na podstawie wybranych kryteriów (Falkowska, 2001 uzupełniona)

Table 1. Classification of sediments building polygenic, melt-out river valleys according to their potential to retain pollutants on the basis of selected parameters (Falkowska, 2001, appended)

Kryteria podziału Klasa zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń	Typ osadu	Jednostka geomorfologiczna	Sposób występowania	Pojemność wymiany kationowej CEC (meq/100 g gruntu)	Intensywność sorpcji Pb, Cd, Cu (Witczak, 1984)	Sorpcja metali ciężkich z roztworu wejściowego o stężeniu 50 mg/dm ³ S (%)			Przepuszczalność (Z. Pazdro i B. Kozerski, 1990) współczynnik filtracji*
						Pb	Cd	Cu	
I (bardzo dobrze zatrzymujące)	torfy, mursze	dno doliny, dolinki boczne i zastoiska na wysoczyźnie	pokrywa ciągła	72-156	nieograniczona (R*** >1000)	99,5-99,9	97,4-99,8	98,6-99,9	półprzepuszczalne $10^{-4} > k > 10^{-6}$ m/s
II (dobrze zatrzymujące)	namuły	dno doliny, dolinki boczne i zastoiska na wysoczyźnie	wkładki w torfach, osady podścielające torfy	35-110	nieograniczona (R >1000)	99,4-99,7	96,4-99,5	95,3-99,7	półprzepuszczalne $10^{-6} > k > 10^{-8}$ m/s
III (średnio zatrzymujące)	iły i gliny zwięzłe, osady spoiście zawierające CaCO ₃	zbocza doliny, wysoczyzna, deluwia	brak ciągłej pokrywy, zaburzone glaciegeniczenie, spękanie ¹⁾	55-157	nieograniczona (R >1000)	99,3-99,9	84,4-97,6	74,0-99,9	półprzepuszczalne i praktycznie nieprzepuszczalne $k < 10^{-9}$ m/s**
IV (słabo zatrzymujące)	IVa piaski pylaste, pyły, piaski gliniaste	wysoczyzna – równiny akumulacyjne	pokrywa ciągła	22-50	bardzo duża (100 < R < 1000)	99,1-99,7	77,8-84,4	44,8-80,4	słabo przepuszczalne $10^{-5} > k > 10^{-6}$ m/s
	IVb gliny, piaski gliniaste, piaski org., piaski zorsztynizowane	zbocza doliny, wysoczyzna, deluwia	warstwy nieciągłe, bardzo często zaburzone glaciegeniczenie	18-88	bardzo duża (100 < R < 1000)	96,4-99,7	77,6-95,2	85,6-99,9	słabo przepuszczalne $10^{-5} > k > 10^{-6}$ m/s
V (bardzo słabo zatrzymujące)	piaski drobne, średnie, grube	kemy, tarasy kemowe, wkładki w osadach spoiстых wysoczyzny, deluwia	warstwy ciągłe (kemy), wkładki w osadach spoiстых	2-15	mała, średnia, duża (1 < R < 100)	-	-	-	dobrze przepuszczalne $k > 10^{-5}$ m/s
gleba	piaski średnie - gliny piaszczyste		pokrywa ciągła	19-101	nieograniczona bardzo duża (R > 100)	99,7	78,9-95,5	68,8-96,4	słabo przepuszczalne $10^{-5} > k > 10^{-6}$ m/s

* — oszacowany na podstawie analizy literatury i badań własnych, ** — w przypadku braku spękań, *** — R - wielokrotność opóźnienia migracji,

1) — w przypadku występowania w warstwach ciągłych powinny być zaliczone do I lub II grupy

osadami półprzepuszczalnymi (wg Pazdro & Kozerskiego, 1990) o współczynniku filtracji osiągającym wartości od 10^{-6} do 10^{-8} m/s. Ze względu na omówione cechy zaliczone one zostały do II klasy zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń. Osady organiczne dna doliny sorbują również znaczące, gdyż dochodzące do 80%, ilości zanieczyszczeń fizycznych.

Najczęściej występującą sekwencję osadów w dnie doliny tworzą mursze–torfy–namuły, a więc utwory zaliczone do I i II klasy zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń (tab. 1). W takim przypadku istnieje więc doskonała strefa chroniąca przed rozprzestrzenianiem się toksycznych skażeń. W typowych profilach dla dna geomorfologicznie postglacialnej, wytopiskowej doliny rzecznej, w części pojeziornej pod namułami występuje często piasek organiczny (średni, drobny, gliniasty lub pył piaszczysty). Zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń przy takim układzie gruntów są również wysokie. Piaszki organiczne, zaliczone do IV klasy, charakteryzują się raczej słabymi cechami sorpcyjnymi, jednakże stanowią one zwykle tylko dolną strefę osadów. Są to najczęściej najstarsze osady jeziorne.

Bardzo korzystnym zjawiskiem, z punktu widzenia ochrony środowiska, jest także duża miąższość utworów organicznych osiągająca w zbadanych odcinkach średnio wartość 1,5 m (w badanych dolinach maks. 7 m). Można więc mówić, w przypadku utworów wypełniających dna dolin odziedziczonych, o istnieniu warstwy zatrzymującej zanieczyszczenia, charakteryzującej się wysokimi i stabilnymi cechami sorpcyjnymi — bariery izolacyjnej.

W obrębie pokrywy ochronnej dna doliny występują jednak strefy, w obrębie których zagrożenie jakości wód podziemnych jest wysokie. Są to kemy dolinne stanowiące „okna ułatwionej penetracji” dla różnych dostających się do środowiska zanieczyszczeń. Dotyczy to również tarasów kemowych, znajdujących się na obrzeżeniach den dolinnych, które mogą być obszarem lokalizacji obiektów budowlanych.

Podobne do den dolinnych sekwencje osadów występują także w dolinkach bocznych i zastoiskach na wysoczyźnie. Stwierdzono tam takie profile, jak: namuł–gлина; torf–ił–gлина; mursz–namuł. Właściwości sorpcyjne gruntów budujących takie profile powodują, że również one tworzą bardzo skuteczną strefę przechwytyjącą zanieczyszczenia. Dolinki boczne odgrywają także istotną rolę w procesie oczyszczania wód zasilających rzekę, stanowiąc trasy ich odpływu z wysoczyzny, szczególnie podczas roztopów wiosennych.

Zbocze doliny jest obszarem o największym zróżnicowaniu granulometrycznym osadów (piaski średnie i drobne, piaski gliniaste, pyły, gliny piaszczyste, gliny, gliny zwięzłe, iły, iły piaszczyste, iły pylaste, pospółki gliniaste), mineralnym frakcji iłowej (kaolinit, illit, beidelit, chloryt) oraz zróżnicowanej zawartości CaCO_3 , tlenków i wodorotlenków Fe, Mn i Al. W ich obrębie występują zarówno grunty o wyjątkowo dobrych cechach sorpcyjnych, jak i grunty mniej skuteczne w przechwytywaniu zanieczyszczeń.

Ze względu na cechy sorpcyjne do osadów o wysokiej zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń, budujących zbocza dolin, zaliczyć można iły. Ich pojemność wymiany kationowej przyjmuje wartości od ok. 55 meq/100 g gruntu do 157 meq/100 g gruntu. Pochłaniają one ponad 99,8 % Pb z roztworów o stężeniu początkowym niższym od 20 mg/dm³ oraz zbliżone do ołowiu ilości Cd i Cu (tab. 1). Intensywność sorpcji Pb, Cd i Cu przez te utwory jest nie-

ograniczona. Dodatkowo ich współczynnik filtracji jest mniejszy od 10^{-9} m/s. Osady te nie tworzą jednak ciągłej pokrywy, gdyż są bardzo często zaburzone glacyogenicznie. Z tego też powodu zaliczono je do III klasy zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń. W zboczach badanych odcinków dolin występują także, stanowiące IV klasę zaproponowanego podziału, piaszki gliniaste, gliny, gliny piaszczyste głównie lodowcowe o współczynniku filtracji mieszczącym się w przedziale od 10^{-5} do 10^{-6} m/s. Klasę tę podzielono na 2 podklasy: **a** i **b**. Ze względu na występowanie w formie ciągłych, poziomych struktur o znacznej miąższości, do podklasy IVa zaliczono osady mało spoiste budujące równiny akumulacyjne, występujące poza strefą krawędziową wysoczyzny. Chociaż w mniejszym stopniu niż iły, sorbują one stosunkowo duże ilości metali ciężkich, a ich pojemność wymiany kationowej wynosi średnio ok. 50 meq/100 g gruntu. Można więc uznać, że także i one odgrywają istotną rolę w ochronie wód podziemnych przed skażeniami. Zarówno w obrębie iłów, jak i osadów o mniejszej zawartości frakcji iłowej ze względu na pH środowiska może już następować wytrącanie wodorotlenków Cd, Pb i Cu. Wśród osadów piaszczystych wysoczyzny oraz osadów kemowych występują warstwy zorsztynizowanych piasków, które wykazują większą pojemność wymiany kationowej w stosunku do osadów niespoistych. Wiążą one metale ciężkie w mniejszym stopniu niż spoiste osady wysoczyzny, szczególnie w przypadku stosowania w badaniach roztworów o wyższych stężeniach początkowych, jednakże jako najczęściej ciągłe warstwy w obrębie gruntów piaszczystych, odgrywają istotną rolę przeciwdziałając rozprzestrzenianiu się zanieczyszczeń.

Należy zaznaczyć, że zagrożeniem dla środowiska naturalnego, szczególnie w obrębie zboczy dolin, może być występowanie spękań, obserwowanych w glinach nawet do głęb. 18 m (Wysokiński, 1967). Drogi stosunkowo swobodnego przepływu różnych roztworów stanowią również wkładki i przewarstwienia piasków różnoziarnistych w obrębie utworów spoistych.

Zdolności sorpcyjne, w tym szczególnie w stosunku do metali ciężkich, osadów deluwialnych, pokrywających zbocza dolin np. doliny Narwi w Suraziu, Krzny w Sycynie, są zróżnicowane w zależności od ich składu mineralnego i granulometrycznego. Skład ten natomiast jest warunkowany budową geologiczną, a przede wszystkim litologią strefy krawędziowej wysoczyzny z której utwory zboczowe pochodzą.

Najślabsze zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń wykazują piaszki tarasów kemowych, występujących w formie listw na zboczach wielu odcinków dolin oraz kemów dolinnych w strefach, gdzie nie występują poziomy orsztynu. Współczynnik filtracji tych osadów jest wysoki — większy od 10^{-5} m/s. Zaliczone one zostały do V klasy zaproponowanej klasyfikacji, jako utwory słabo zatrzymujące zanieczyszczenia. Osady te nie są jednak całkowicie obojętne w stosunku do różnych skażeń. Ich pojemność wymiany kationowej (CEC) wynosi od ok. 2 do 15 meq/100 g gruntu (Helios-Rybicka & Kyzioł, 1991).

Gleby wykazują niższe wartości pojemności wymiany kationowej oraz słabsze zdolności do wiązania metali ciężkich niż torfy, namuły i gliny. Mimo to ze względu na ciągłość pokrywy odgrywają one bardzo istotną rolę w ochronie wód gruntowych przed skażeniami. Jednakże ze względu na specyficzny charakter oraz zmienność litologiczną, zależną od budowy geologicznej „skały macierzystej”, na której się utworzyły oraz możliwość ich redukcji (np. bieli-

cowanie) nie zaliczono ich do żadnej z proponowanych klas zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń.

Podsumowanie

W przypadku oceny zdolności do zatrzymywania zanieczyszczeń badanych obszarów dolin rzecznych oraz rejonów do nich przyległych stwierdzono występowanie dwóch zasadniczych stref, występujących we wszystkich analizowanych odcinkach dolin odziedziczonych. Pierwsza to dno doliny czyli rozległy obszar zalegania stosunkowo miększych utworów organicznych (jeziornych i bagiennych) o wysokich zdolnościach sorpcyjnych. Dla każdego badanego bowiem odcinka doliny rzecznej zdolności te były bardzo podobne, a w wielu wypadkach wręcz identyczne. Druga strefa to strefa brzeżna wysoczyzny (zbocze doliny) z deluwiami i tarasami kemowymi oraz postglacjalnymi równinami akumulacyjnymi. Stwierdzono tam bowiem, obok osadów o wyjątkowo dobrych zdolnościach do przechwytywania zanieczyszczeń (takich jak ropy), także utwory (piaski) w o wiele mniejszym stopniu zatrzymujące skażenia.

Model genezy, oparty na deglacjacji arealnej stwarza, dzięki obecności rozległych pokryw zbudowanych z osadów organicznych, naturalne, bardzo korzystne warunki ochronne, zabezpieczające w znacznym stopniu doliny rzeczne i strefy przyległe przed zanieczyszczeniami.

Warunkiem skuteczności pokrywy ochronnej, występującej w obrębie den badanych odcinków dolin rzecznych jest ciągłość warstwy, którą ona tworzy. „Przerwać” ją mogą:

- kemy dolinne, występujące w obrębie warstw torfów,
- zaburzenia glacialne, komplikujące zasilanie cieków,
- obiekty inżynierskie, do których należą m.in. rowy melioracyjne, studnie, rowy odwadniające drogi, wyrobiska eksploatacyjne itp.

Istniejącego naturalnego mechanizmu ochronnego, zabezpieczającego wody gruntowe przed skażeniami nie należy niszczyć nieprzemyślanymi lub źle wykonanymi obiektami. Koniecznym jest więc poddanie takich stref szczególnej uwadze i w przypadku realizacji niezbędnych inwestycji dokładne określenie sposobu ich ochrony.

Oddzielnego potraktowania wymaga sytuacja, która ma miejsce w trakcie nagłego zalewu doliny rzecznej wodami powodziowymi. Może ona doprowadzić do rozcięcia ewentualnych zanieczyszczeń oraz wymusić równoczesną sorpcję szkodliwych substancji na dużym obszarze, znacznie większym niż szerokość koryta. Nie bez znaczenia jest bowiem fakt, że część wody wezbraniowej powraca poprzez osady wyścielające dna dolin. Ponadto z genezą kotlinowatych dolin rzecznych wiąże się zjawisko tzw. retencji dolinnej, powodujące spłaszczenie fali wezbraniowej. Jednakże, przy nieprawidłowej gospodarce na obszarze dna doliny, w trakcie powodzi istnieje również możliwość zmycia do koryta substancji zanieczyszczających.

Wnioski

1. W obrębie poligenicznych dolin rzecznych stwierdzono występowanie osadów, które ze względu na swoje cechy fizykochemiczne, stanowiące mogą naturalną barierę izolacyjną, zabezpieczającą wody gruntowe i grunty niżej leżące przed zanieczyszczeniem.

2. Zjawiskiem powszechnym dla obszaru nizinnego, na którym miała miejsce deglacjacja arealna jest występowanie w dolinach rzecznych barier izolacyjnych zbudowanych z gruntów organicznych.

3. Geneza osadów budujących poligeniczne doliny rzeczne w NE Polsce warunkuje ich zdolności sorpcyjne, a tym samym warunkuje istnienie naturalnej bariery izolacyjnej, zabezpieczającej wody podziemne i grunty przed skażeniem.

4. Warunkiem skuteczności bariery izolacyjnej, występującej w obrębie badanych dolin rzecznych jest ciągłość warstwy, którą ona tworzy. Zagrożenie dla jakości wód podziemnych stwarzają obiekty inżynierskie, których realizacja może spowodować „przecięcie” poziomu osadów izolujących (torfów i namulów).

Literatura

- BAŁUK A. 1991 — Czwartorzęd dorzecza dolnej Narwi (północno-wschodnie Mazowsze). Pr. Państw. Inst. Geol., 130: 1–73.
- BARANIECKA M.D. 1974 — Plejstocen nad dolną Wkrą. Z Bad. Czwart. w Polsce, 14, Biul. Inst. Geol., 268: 5–90.
- BARANIECKA M.D., MAKOWSKA A., MOJSKI J.E., NOWAK J., SARNACKA Z. & SKOMPSKI S. 1978 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych Niziny Mazowieckiej oraz jej południowego i zachodniego obrzeżenia. Z Bad. Czwart. w Polsce, 21, Biul. Inst. Geol., 306: 5–114.
- BARANIECKA M.D. & SARNACKA Z. 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. Z Bad. Czwart. Polsce, 13, Biul. Inst. Geol., 254: 157–270.
- BIENIASZEWSKA H. 1980 — Ocena zasobów dyspozycyjnych metodą hydrodynamiczną w wielopoziomowych seriach czwartorzędowych. Materiały Sympozjum: Współcz. Prob. Hydrogeol. Reg. Jachranka 12–14.12.1980. Wyd. Geol.
- BŁASZKIEWICZ M. & KRZEMINSKA J. 1993 — Późnoglacialna faza jeziorna w dolinie Wierzycy. Prz. Geograf., 64: 369–380.
- BRYKCYŃSKI M. 1982 — Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. Pr. Muz. Ziemi, 35: 3–68.
- FALKOWSKA E. 1998 — Rola osadów przypowierzchniowych w zatrzymywaniu zanieczyszczeń w wybranych dolinach rzecznych wschodniej części Niżu Polskiego. Arch. Wyd. Geol. UW.
- FALKOWSKI E. 2001 — Regularities in the occurrence of protection zones in polygenetic river valleys from the eastern part of the Polish Lowlands. Acta Geol. Pol., 51: 163–192.
- FALKOWSKI E. 1971 — Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. Biul. Geol., 12: 5–121.
- FALKOWSKI E. 1975 — Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the holocene. Biul. Geol., 19: 45–78.
- FALKOWSKI E. 1991 — Inżynierjno-geologiczne problemy ochrony środowiska przyrodniczego na obszarach den dolinnych Niżu Polskiego. Gospod. Wod., 1: 9–15.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J. & KRAUŻLIS K. 1984–1985 — Kształtowanie się rzeźby obszaru woj. białkopodlaskiego i ocena możliwości uzyskania surowców budowlanych. Roczn. Międzyrzecki, 16–17: 56–82.
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARABON J. & KRAUŻLIS K. 1988 — Morfogeneza sieci rzecznej obszaru woj. białkopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji. Prz. Geol., 36: 619–630.
- FALKOWSKI T. 1994 — Zróżnicowanie warunków odpływu podziemnego w zależności od morfo- i litogenezy odcinków dolin rzek nizinnych. Rozprawa doktorska. Arch. Wyd. Melior. Inż. Środ. SGGW, Warszawa.
- FLOREK W. 1991 — Postglacjalny rozwój dolin rzek środkowej części północnego skłonu Pomorza. Wyd. Wyż. Sz. Pedagog. w Słupsku.
- GALON R. 1972 — Główne etapy tworzenia się rzeźby Niżu Polskiego. [W:] Geomorfologia Polski, t. II. PWN, Warszawa.
- HELIOS-RYBICKA E. & KYZIOŁ J. 1991 — Rola minerałów i skał ilastych w wiązaniu metali ciężkich w środowisku wodnym. Zesz. Nauk. AGH, Sozologia i Sozotechnika, 31: 45–67.
- JAROSZEWSKI W. 1991 — Rozważania geologiczno-strukturalne nad genezą deformacji glacictonicznych. Ann. Soc. Geol. Pol., 61: 153–206.

- KLAJNERT Z. & RDZANY Z. 1989 — Glacifluwialna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. *Acta Geograph. Lodz.*, 59: 21–38.
- KLATKOWA H. 1989 — Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geograph. Lodz.*, 59: 61–74.
- KLATKOWA H. 1993 — Uwagi o strukturach glaciostatycznych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej. *Acta Geograph. Lodz.*, 65: 141–164.
- KOBOJEK E. 1996 — Wpływ warciańskich procesów glacialnych na morfogenezę doliny Rawki. *Acta Geograph. Lodz.*, 71: 67–78.
- KOZŁOWSKI S. (red.) 1998 — Ochrona litosfery. Państw. Inst. Geol. LINDNER L. & MARKS L. 1995 — Zarys paleogeomorfologii obszaru Polski podczas zlodowaceń skandynawskich. *Prz. Geol.*, 43: 591–594.
- MOJSKI J.E. 1972a — Nizina Podlaska. [W:] *Geomorfologia Polski*. t. II. PWN.
- MOJSKI J.E. 1972b — Polesie Lubelskie. [W:] *Geomorfologia Polski*. t. II. PWN.
- MUSIAŁ A. 1992 — Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. Wyd. UW, Rozprawy UW, 403.
- MYŚLIŃSKA E. 1984 — Kryteria oceny inżyniersko-geologicznych właściwości mad. *Kwart. Geol.*, 28: 143–162.
- NITYCHORUK J. 1995 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocz. Międzyrzecki*, 26: 1–90.
- NOWICKI A.J. 1971 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Białystok. Wyd. A, Państw. Inst. Geol.
- OLKOWICZ-PAPROCKA I., PODSTOLSKI R. & TOŁKANOWICZ E. 1994 — Torfy w Polsce — występowanie, eksploatacja i zastosowanie. *Prz. Geol.*, 42: 910–913
- PAZDRO Z. & KOZERSKI B. 1990 — Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol.
- RÓŻYCKI S. Z. 1972 — Plejstocen Polski Środkowej na tle zmienności w górnym trzeciorzędzie. Wyd. PWN.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1991 — Sedimentary environments of glaciofluvial uplands and glaciofluvial crevasse fillings against the general background of other glacioaqueous environments. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 61: 3–35
- RYCHLING A. & SOLON J. 1996 — Ekologia krajobrazu. PWN.
- SAPEK B. 1980 — Zachowanie się miedzi w zmeliowanych glebach torfowych z użytków zielonych. *Rocz. Nauk Rol.*, ser. F, 80: 344–349.
- STRASZEWSKA K. 1968 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu. *Studia Geol. Pol.*, 23: 1–149.
- SZUMANSKI A. 1986 — Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji doliny Sanu. *Zesz. Nauk. AGH, 1075, Geol. Kwart.*, 12: 5–92.
- WITCZAK S. 1984 — Ocena laboratoryjnych metod określania parametrów migracji zanieczyszczeń. *Mat. Symp.: Metody badania wód podziemnych, ich użytkowania i ochrony*. *Tuczno*, 8–10.05: 156–171. Wyd. Inst. Geol.
- WYSOKIŃSKI L. 1967 — Wpływ spękań w glinach zwałowych na stateczność skarpy wiślanej w Płocku na tle analizy aktualnych powierzchniowych ruchów masowych. *Biul. Geol.*, 9: 126–217.