

## ZASOLENIE STREFY HYPOREICZNEJ RZĘKI MOSZCZENICY W REJONIE WYSADU SOLNEGO ROGÓŻNO

### Salinization of the Moszczenica river's hyporheic zone in the vicinity of the Rogóžno salt dome

MACIEJ ZIUŁKIEWICZ<sup>1</sup> 

**Zarys treści.** W dnie Moszczenicy przepływającej ponad wysadem solnym Rogóžno stwierdzono zjawisko wymiany wód rzecznych i hyporeicznych, które sprzyja drenażowi nie tylko wód gruntowych, ale również wgłębnych. Przedstawione w pracy wyniki badań hydrochemicznych potwierdziły ich obecność w strefie hyporeicznej i wykazały, że są to zasolone wody nadwysadowe. Biorąc pod uwagę wielkość i kierunek rozpoznanych gradientów hydraulicznych, należy stwierdzić, że Moszczenica zasilana jest rozcieńczonym roztworem permskiej soli kamiennej. Bardzo złożona budowa geologiczna i w efekcie warunki hydrogeologiczne w rejonie diapiru nie pozwalają jednoznacznie wskazać dróg przepływu wód ze strefy kontaktu z czapą iłowo-gipsową i ciałem solnym ku powierzchni i samej rzece.

**Słowa kluczowe:** ascenzja wód zasolonych, strefa hyporeiczna, dolina Moszczenicy, struktura solna

**Abstract.** In the bottom of Moszczenica, flowing over the Rogóžno salt dome, the exchange of river and hyporheic waters was found, which favors the drainage of not only groundwaters, but also confined groundwaters. The results of hydrochemical tests presented in the paper confirmed their presence in the hyporheic zone and showed that these are salty waters around salt dome. Taking into account the size and direction of the recognized hydraulic gradients, it should be stated that Moszczenica is fed with a diluted solution of Permian rock salt. The very complex geological structure and, as a result, the hydrogeological conditions in the area of the diapir do not allow to clearly indicate the water flow paths from the zone of contact with the clay-gypsum cap and the salt body towards the surface and the river itself.

**Key words:** ascension of saline groundwaters, hyporheic zone (HZ), Moszczenica valley, salt dome structure

## Wprowadzenie

Wysad solny Rogóžno został uznany za drugi co do wielkości diapir rozpoznany w Polsce (Czapowski, Tarkowski 2018). Znajduje się na pograniczu wału kujawskiego i niecki łódzkiej, gdzie stanowi jeden z elementów konturujących jej północno-wschodnią odnogę zwaną małą niecką łódzką. Spośród wielu form halokinetycznych

jest jedyną w regionie, która przebiła się poprzez nadkład utworów mezozoicznych i ma bezpośredni kontakt z nadkładem kenozoicznym, co skutkuje określonymi efektami hydrochemicznymi (Jaworski 1964; Górecki, Ziułkiewicz 2016; Górecki 2017). Złożony genetycznie proces tworzenia się regionalnej sieci rzecznej w plejstocenie i holocenie doprowadził do wykształcenia koryta Moszczenicy ponad wysadem (Kamiński 1993). Rzeka wraz ze swoim recypientem, Bzurą, pełni funkcję regionalnej

<sup>1</sup> Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: maciej.ziulkiewicz@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-9196-845X

bazy drenażu dla utworów kredowych i jurajskich (Meszczyński, Szczerbicka 2002; PGI 2022) przez co w jej potencjalnym zasięgu znalazła się strefa wokółwysadowa, w tym przystropowe partie diapiru. Pomiedzy korytem rzeczonym a drenowanymi wodami podziemnymi istnieje strefa wzajemnego współoddziaływania obu środowisk. To strefa hyporeiczna. Obserwacje gradientów hydraulicznych pomiędzy nią a wodą w korycie Moszczenicy wykazały, że drenaż rzeczny może obejmować również wody wgłębne (Marciniak i in. 2022). Niniejszy materiał prezentuje wyniki badań hydrochemicznych przeprowadzonych w miejscach, gdzie to zjawisko zaznaczyło się najsilniej.

Celem pracy jest ukazanie obrazu hydrochemicznego wód hyporeicznych i powiązanie go z wodami wgłębnymi występującymi w północnej części wysadu solnego Rogóżno. Które środowisko wodonośne w obszarze o bardzo złożonych warunkach hydrogeologicznych okaże się reprezentantem podziemnego elementu końcowego w mieszaninie hyporeicznej z wodami rzeczonymi Moszczenicy?

## Strefa hyporeiczna

Strefa hyporeiczna jest zdefiniowana jako „podpowierzchniowa ścieżka przepływu, wzdłuż której woda ze strumienia miesza się z wodą podpowierzchniową, aby wkrótce powrócić do strumienia” (Harvey, Bencala 1993). Harvey i in. (1996) uzupełniają tę definicję, stwierdzając, że mieszanie to obejmuje „(...) wody podziemne, które do koryta rzecznego nie dotarły”. Przepływ hyporeiczny jest zwykle odróżniany od wód podziemnych dopływających do koryt rzecznych ze względu na swój dwukierunkowy charakter – infiltracja wody rzecznej w dno koryta i jej powrót w wyniku drenażu jako mieszaniny z wodą podziemną. Taka wymiana poprzez dno zachodzi w relatywnie małych skalach, zwykle od centymetrów do dziesiątek metrów, podczas gdy drenaż wody podziemnej lub infiltracja wód rzecznych w podłoże są uważane za przepływy jednokierunkowe na znacznie dłuższych dystansach (Boano i in. 2014). Wymiana wody przez utwory denne jest regulowana przez gradienty energii potencjalnej i kinetycznej na granicy obu ośrodków. Ich wymiarem jest ciśnienie hydrauliczne, które ma swoją składową hydrostatyczną i hydrodynamiczną. Przepływ

hyporeiczny napędzany hydrostatycznie odgrywa największą rolę w większych skalach przestrzennych, gdzie rozmiary form są zbliżone lub większe od rozmiarów samego koryta rzecznego. Są to stopnie wodne, tamy (bobrowe), bystrza i meandry. W przeciwieństwie do tego przepływ hyporeiczny napędzany hydrodynamicznie ma największe znaczenie w przypadku drobniejszych form koryta, a właściwie jego dna: głazów, zatopionych pni drzew, kęp roślinności wodnej i ripplemarków (Boano i in. 2014).

Heterogeniczny charakter dolinnych warstw wodonośnych, przy ich znacznej ciągłości, przyczynia się do tworzenia stref preferowanego przepływu, które tworzą mozaikę podsystemów o niesynchronicznej dynamice, generujące opóźnienia w wymianie wody pomiędzy oboma środowiskami, powierzchniowym i podziemnym (Petts, Amoros 1996). Patrząc na przepływ wody w szerszej skali niż koryto rzeczne i jego najbliższe otoczenie, uznaje się, że lokalne systemy przepływu są zagnieżdżone w większych systemach przepływu wód podziemnych, przy czym ta ostatnia skala jest kontrolowana przez wielkość opadów atmosferycznych w skali regionalnej (Tóth 1963; Hayashi, Rosenberry 2002; Cardenas 2007). Gooseff (2010) stwierdził, że strefę hyporeiczną uznaje się za swego rodzaju „reaktor geochemiczny”, który może znacząco wpływać na jakość wód powierzchniowych. Potwierdzają to krajowe badania przeprowadzone m.in. przez Ciszewskiego i Bijatę (2015) oraz Ziulkiewicza i in. (2021). Geochemiczna interpretacja strefy hyporeicznej i procesów hiporeicznych opiera się bezpośrednio na uznaniu mieszaniny dwóch ogólnych typów wody, tj. wody powierzchniowej i podziemnej, jako elementów końcowych. Należy pamiętać, że konieczne jest przy tym spełnienie następujących założeń: (1) zidentyfikowanie wszystkich elementów składowych mieszaniny; (2) stały w czasie skład chemiczny wymienionych elementów składowych; (3) możliwość wykorzystania do oceny mieszaniny znaczników konserwatywnych; (4) uznanie dyspersji za nieistotną. W przypadku warunków panujących w korycie rzeczonym i w strefie hyporeicznej nie jest to możliwe ze względu na ich naturę. Podejście geochemiczne do charakteryzowania stref i procesów hiporeicznych realizuje się często poprzez obszerne próbkowanie powierzchni dna koryta rzecznego w celu identyfikacji różnic w jakości wody i składzie chemicznym. Często stosuje się przy tym naturalne

znaczniki, np. przewodność elektrolityczną właściwą, stabilne sygnatury izotopowe czy stężenia jonów (Gooseff 2010).

## Material badawczy

W regionie łódzkim istnieje gęsta sieć struktur halokinetycznych (Sokołowski 1966), z których najważniejszą rolę pełni strefa Gopło-Ponętów-Pabianice (Skorupa, Dziewińska 1976). Rozwinięty na jej bazie ciąg diapirów, na kształt swoistego grzebienia solnego, jako strefa antyklinalna wyodrębniła z synklinorium mogileńsko-łódzkiego jej północno-wschodnią zatokę – tzw. małą nieckę łódzką. W jej północnej krawędzi, na granicy z odcinkiem kutnowskim wału kujawskiego rozwinął się diapir solny Rogózno. Ciało solne znalazło się w zasięgu strefy aktywnego krążenia wód podziemnych i zostało poddane, w wyniku procesów subrozji, silnemu ługowaniu. Powstające roztwory solne mogły przemieszczać się wzdłuż przylegających uskoków i nieciągłości sedimentacyjnych. Szacuje się, że w efekcie wylugowania 138 km<sup>2</sup> soli powstała czapa iłowo-gipsowa o objętości 3,93 km<sup>3</sup> (Małecki, Ziułkiewicz 2019). Czapa znajduje się na głębokościach 55–330 m i ma grubość 13–290 m (Czapowski, Tarkowski 2018), przy czym w części północnej jest ona wyraźnie cieńsza niż w części południowej (Dębski i in. 1963). Czapa jest silnie zdyslokowana w efekcie aktywnej halokinetyki i zjawiska krasowienia siarczanowego. Świadczy o tym silna deformacja nadkładu utworów paleogeńskich i neogeńskich (Hycnar, Ratajczak 2019) oraz glin plejstocenijskich (Kamiński 1993). W stropie poszczególnych poziomów glin morenowych wyraźnie zaznaczają się interglacialne rozcięcia erozyjne wypełnione utworami piaszczystymi. Zdaniem Kamińskiego (1993) głębokość tych rozcięć, sięgających nierzadko 20 m, nawiązuje do obniżen krasowych w czapie iłowo-gipsowej. Degradacja czapy diapiru doprowadziła w centralnej części nadkładu do wytworzenia podłużnej zakłębłości, która zdeterminowała przebieg koryta Moszczenicy wzdłuż osi podłużnej konturu wysadu. Dalej ku północy, poniżej przelomu pod Giecznem, gdzie Moszczenica wypływa poza wysad, nie ma wykształconej doliny, płynie korytem uformowanym w nieodległej przeszłości, na co wskazuje m.in. brak terasy nadzalewowej. Kamiński (1993) i Molewski (2014) są zgodni z koncepcją Lenczewicza (za Jewtuchowiczem

1967), że rzeka na tym odcinku zmieniła drastycznie swój bieg. Pierwotnie płynęła zgodnie z ogólnym nachyleniem powierzchni na północny zachód, w kierunku Łęczycy, gdzie uchodziła do Bzury. Utworzenie łęczyckiego działu wodnego w pradolinie warszawsko-berlińskiej, prawdopodobnie również dzięki aktywności antykliny solnej Izbica-Łęczycza (Molewski 2014), zmieniło jej bieg na północny, w kierunku Piątku.

Wysady solne stanowią obiekty o szczególnie skomplikowanych warunkach hydrogeologicznych, co jest spowodowane m.in. dużym zróżnicowaniem litologicznym i strukturalnym utworów występujących w nadkładzie czap wysadów solnych i w nich samych – zarówno pod względem parametrów filtracyjnych, jak i hydrodynamiki oraz hydrogeochemii. Prowadzi to do wytworzenia złożonych kontaktów wód występujących w czapie, jej nadkładzie i bezpośrednim otoczeniu kenozoicznym i mezozoicznym (Górski, Rasała 2009).

W rejonie wysadu solnego Rogózno występuje kilka pięter wodonośnych, które na podstawie prac Bieniewskiego (1962) oraz Dębskiego i in. (1963) można scharakteryzować następująco:

- piętro holocenijsko-plejstocenijskie, obejmujące trzy poziomy wodonośne: (1) górny, o zwierciadle swobodnym, związany z serią piasków holocenijskich; (2) środkowy, o zwierciadle napiętym, związany z przewarstwieniami piaszczystymi w glinach zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego; (3) dolny, związany z serią utworów fluwioglacjalnych zlodowacenia południowopolskiego, posiadający kontakty hydrauliczne z poziomem wyżej ległym i poziomem neogeńskim – poziom ten ma zwierciadło naporowe o charakterze subartezyjskim lub artezyjskim;
- piętro neogeńskie z trzema poziomami wodonośnymi: (1) górnym, o charakterze subartezyjskim, związanym z przeławieniami piaszczystymi wśród iłów formacji poznańskiej; (2) środkowym, związanym z piaskami drobnoziarnistymi formacji adamowskiej; (3) dolnym, o zwierciadle naporowym, związanym z drobno- i średnioziarnistymi piaskami formacji rawickiej i formacji ścinawskiej i górnym pokładem węgla brunatnego;
- piętro paleogeńskie, w skład którego wchodzi dwa poziomy wodonośne: (1) górny, związany z dolnym pokładem węgla bru-

Tabela 1

Wybrane elementy hydrochemiczne wód podziemnych występujących w nadkładzie diapiru Rogóźno na podstawie danych otworów pozyskanych z CBDH-Banku HYDRO (HYDRO 2018)

Selected hydrochemical elements of groundwater in the Rogóźno salt dome overburden based on borehole data obtained from the HYDRO Bank (HYDRO 2018)

| Wiek utworów wodonośnych (nr otworu)/<br>Age of aquifer (nr of borehole) | Poziom/<br>Aquifer                              | Zafiltrowanie studni/<br>Filter depth range | Sucha pozostałość/<br>Dry residue | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | Utlenialność/<br>Oxidizability    |
|--|---|---|-----------------------------------|-----------------|-------------------------------|-----------------------------------|
|  |   | m p.p.t.                                    | mg·L <sup>-1</sup>                |                 |                               | mgO <sub>2</sub> ·L <sup>-1</sup> |
| Q  | Śródmorenowy/<br>Midmoraine                     | 10,4–50,0                                   | 144–849                           | 5–696           | 0–68                          | 1,7–5,0                           |
| Q  | Podmorenowy/<br>Undermoraine                    | 20,0–59,0                                   | 132–392                           | 4–124           | 0–30                          | 0,76–1,20                         |
| Tr*  | Nadwęglowy/<br>Above upper lignite              | 42,5–63,9                                   | 215–500                           | 7–134           | 0–21                          | 2,0–4,8                           |
| Tr   | Śródwęglowy/<br>Mid-carbon layers               | 99,8–195,2                                  | 292–9072                          | 26–4264         | 0–1111                        | 3,2–12,8                          |
| Pz (590132)  | Gips i rumosz skalny/<br>Gypsum and rock rubble | 200,7–220,6                                 | 30770                             | 7170            | b.d./<br>no data              | 44,8                              |
| Pz (590135)  | Gips / Gypsum                                   | 183,9–206,5                                 | 19250                             | 9230            | 1632                          | 30,4                              |
| Pz (590136)  | Rumosz skalny/<br>Rock rubble                   | 188,2–220,0                                 | 16970                             | 8460            | b.d./<br>no data              | 22,8                              |

\* Wg oryginalnego zapisu/According to original record

natnego w obrębie utworów formacji czempiańskiej i (2) dolny, związany z piaskami w niższej części tej samej formacji;

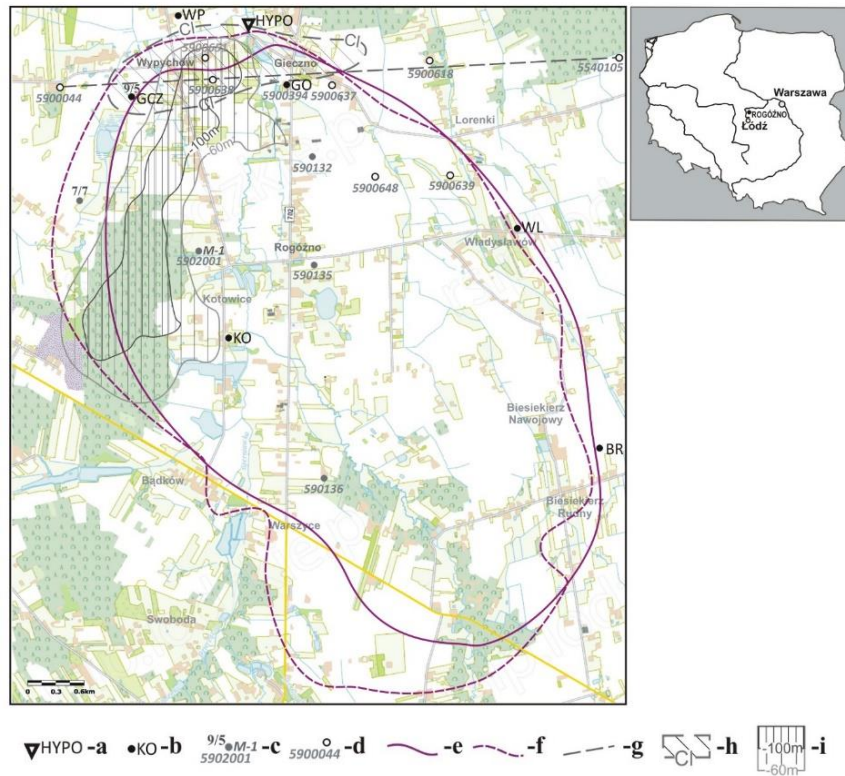
- piętro kredowe (występujące tylko poza złożem) z jednym górnokredowym poziomem wodonośnym o charakterze artezyjskim, związanym z przystropową częścią kompleksu skał węglanowych, zbudowanego z wapieni, wapieni marglistych i margli; poziom prowadzi wody szczelinowe;
- piętro jurajskie (występujące tylko poza złożem) z jednym poziomem wodonośnym, który tworzą wody krasowo-szczelinowe pochodzące z kompleksu wapieni malmu, prowadzące wody krasowo-szczelinowe;
- piętro cechsztyńskie, związane z utworami czapy wysadu.

Charakterystykę zasolenia wód podziemnych ponad ciałem solnym przedstawiono zgodnie z zestawieniem, jakie wykonano na podstawie danych z otworów badawczych i studni pozyskanych z Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych (HYDRO 2018) (tab.1).

W utworach czwartorzędowych horyzontu śródmorenowego występują wyraźnie podwyższone wielkości suchej pozostałości, stężeń chlorków i siarczanów oraz utlenialności, o charakterze inwersyjnym względem poziomów

głębszych. Zasadniczo w głąb wodonosnej struktury kenozoiku, wartości suchej pozostałości oraz stężeń chlorków i siarczanów stopniowo rosną, w horyzoncie śródwęglowym osiągając już wielkości rzędu gramów soli na litr, z czego blisko połowa to chlorki. Podobne zmiany w postępie głębokościowym dotyczą utlenialności. W czapie iłowo-gipsowej, w jej drożnych dla wód podziemnych partiach obejmujących gipsy i rumosz skalny (tab. 1) sucha pozostałość sięga blisko 31 g·L<sup>-1</sup>. Przemierzając się w kierunku południowym, przy zbliżonych rzędnych wodonosca permskiego nawierconego w trzech otworach badawczych – 5900132, 5900135 i 5900136 (rys. 1), wielkości te maleją do blisko 17 g·L<sup>-1</sup>, choć nadal jest to poziom mineralizacji dużo wyższy, niż w nadległych utworach trzeciorzędowych (neogeńskich). W północnej części strefy okołowysockiej, w węglanowych utworach jurajskich nawiercono (otwory 7/7 i 9/5; rys. 1) artezyjskie wody termalne o mineralizacji 1,2–1,5 g·L<sup>-1</sup> i zawartości chlorków w granicach 394–475 mg·L<sup>-1</sup>. Stwierdzono, że wody te ze względu na niskie stężenie chlorków nie są bezpośrednio związane ze złożem solnym (Dębski i in. 1963).

Podwyższone wartości przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) i stężenia jonu chlorkowego w wodach powierzchniowych



Rys. 1. Położenie obszaru badań na tle konturu wysadu solnego Rogózno i jego czapy  
 a – poligon badawczy strefy hyporeicznej, b – studnia badawcza wraz z oznaczeniem, c – studnia lub otwór badawczy wraz z oznaczeniem, d – studnia lub otwór badawczy uwzględniony w przekroju geologicznym, e – podkenozyiczny zasięg ciała solnego diapiru Rogózno (Dębski i in. 1963), f – zasięg czapy ilowo-gipsowej (Dębski i in. 1963), g – linia przekroju geologicznego, h – zasięg obszaru, na którym stężenie chlorków przekracza wymagania dla wód pitnych (Meszczynski, Szczerbicka 2002), i – zasięg formy egzaracyjnej z wielkościami przegłębienia w stosunku do stropu utworów trzeciorzędowych (Dębski i in. 1963). Podkład kartograficzny z Geoportalu województwa łódzkiego (Geoport 2022)

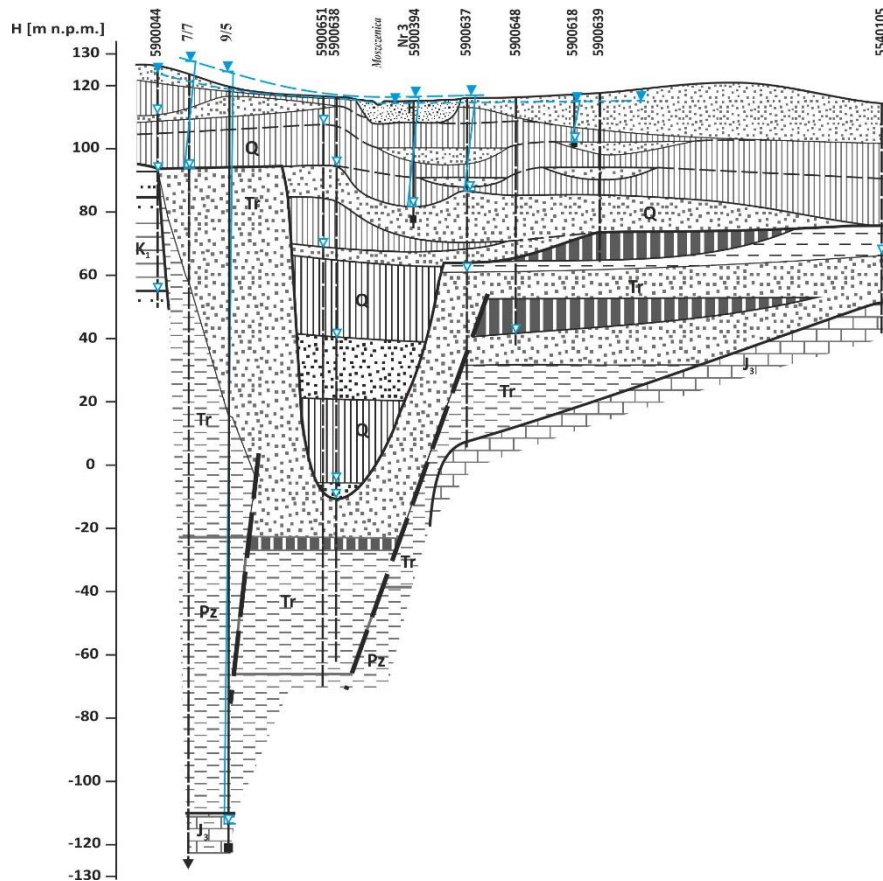
#### Location of the study area on the salt dome contour and its cap

a – study site of hyporeic zone, b – well/borehole sampling point, c – well or borehole with indication, d – well or borehole included in geological cross-section, e – contour of the Rogózno salt dome under Cenozoic sediments (Dębski *et al.* 1963), f – siltyloam-gypsum cap contour (Dębski *et al.* 1963), g – geological cross-section line, h – the extent of the area where the chloride concentration exceeds drinking water requirements (Meszczynski, Szczerbicka 2002), i – the exaration form extent with the size of the delve into the top of the Tertiary formations (Dębski *et al.* 1963). Cartographic base from the Geoport (Geoport 2022)

i gruntowych doliny Moszczenicy są obecnie rejestrowane miejscowo (Górecki, Ziulkiewicz 2016). Rzeka na odcinku, w jakim przepływa ponad wysadem Rogózno (rys. 1) nie wykazuje czytelnych przejawów zasolenia geogenicznego (Górecki 2017); stężenia jonu sodowego i chlorkowego w odcinku Moszczenicy przed wysadem występują na wyraźnie wyższym poziomie niż po jego minięciu (Górecki, Ziulkiewicz 2016; Górecki 2017). Najwyższe zarejestrowane wartości PEW i cCl<sup>-</sup> na odcinku wysadowym kształtowały się na poziomie odpowiednio 409–558  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  i 19–55  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$  przy natężeniu przepływu rzędu 0,22–1,83  $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (Górecki 2017). Są to wartości nieznacznie wyższe od uzyskanych w Moszczenicy w latach 2009–

–2010 w jej górnym odcinku, tj. powyżej zbiornika retencyjnego w Strykowie: PEW: 327–404  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ , cCl<sup>-</sup>: 16,8–33,8  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$  przepływie w zakresie 0,24–0,58  $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$  (DocPlayer 2020), i od wyników z roku 2019 (Nowicka-Krawczyk i in. 2022).

Moszczenica (dopływ Bzury), cechuje się reżimem niwalnym średnio wykształconym, który w tym rejonie odznacza się równowagą zasilania podziemnego i powierzchniowego w odpływie całkowitym (Jokiel 2004). Alimentacja rzeki wodami podziemnymi następuje ze środowiska nadglinowego, z piasków drobnziarnistych teras zalewowej i nadzalewowej doliny oraz piasków ze żwirami przylegającej do równiny stożków napływowych. Obecny kształt



Rys. 2. Przekrój hydrogeologiczny przez północną strefę marginalną wysadu solnego Rogóżno  
Przebieg linii przekroju umieszczono na Rysunku 1

Hydrogeological cross-section through the northern marginal zone of the Rogóżno salt dome  
The course of the section line is shown in Figure 1

koryta Moszczenicy w jej środkowym biegu, gdzie przeprowadzono badania, odznacza się wyraźnym zmniejszeniem krętości i skróceniem długości rzeki. W znacznym stopniu jest to efekt działalności gospodarczej człowieka, datowanej już od XIV wieku (Kamiński 1993).

Badania przeprowadzone w latach 2017–2018 w korycie Moszczenicy na wysokości Gieczna wykazały, że pomiędzy rzeką a aluwiami zachodzi, poprzez strefę hyporeiczną, czytelna intensywna wymiana wody (Marciniak i in. 2022). Zwrócono przy tym uwagę na możliwość funkcjonowania ascenzyjnych dopływów wód głębszych, które to zjawisko Macioszczykowa (1988) uznała, jako jeden z istotnych czynników determinujących chemizm wód rzecznych.

Potencjał rozwoju wymiany hiporeicznej (HYP<sub>POT</sub>) (Wondzell 2011) dla badanego odcinka Moszczenicy mieści się w granicach:  $1,0 \cdot 10^{-5}$  do  $7,0 \cdot 10^{-8}$ , czyli od wysokiego do przeciętnego, przy spadku rzeki 0,003 i współ-

czynniku filtracji utworów dennych koryta w przedziale  $3,91 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (pod strefą nurtu) do  $2,67 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (przy brzegu) (Marciniak i in. 2022).

Należy przyjąć, że z uwagi na występujące w płytkich wodach podziemnych rejonu Rogóżna-Gieczna zasolenie (Jaworski 1964; Meszczyński, Szczerbicka 2002; Górecki, Ziulkiewicz 2016) może się ono pojawiać również na tamtejszym obszarze bezpośrednio pod korytem Moszczenicy. Z uwagi na to, że wody głębsze znajdują się pod ciśnieniami artezyjskimi i istnieją połączenia hydrauliczne pomiędzy poziomami wodonośnymi (rys. 2), na co zwrócił uwagę Dębski i in. (1963), należy przyjąć za możliwe przenikanie wód zasolonych geogenicznie z większych głębokości do strefy hyporeicznej.

Kierunek wymiany wód pomiędzy strefą hyporeiczną a korytem Moszczenicy zmienia się wyraźnie w następstwie zmiany natężenia przepływu i stanu wody w korycie. Wykazano,

że przy niskim przepływie i jednocześnie rocznym minimum stanów wody, wyraźnie dominował podpływ wód, natomiast w czasie wezbrania i najwyższym rocznym stanie wody, proporcje pomiędzy drenażem (*upewllingiem*) i infiltracją (*downwellingiem*) się odwróciły (Marciniak i in. 2022). Niezależnie od zmiany natężenia przepływu i stanu wody w rzece utrzymała się jednak pewna stała strefa podpływu wód w dnie rzeki. Przyjęto, że jest to emanacja wód wgłębnych, czyli tym samym wskazanie obecności dużo większego w skali przestrzennej ogniwa przepływu wód podziemnych niż tego, który podlega oddziaływaniom hydrodynamicznym i odbywa się w obrębie form morfologicznych dna rzeki (Boano i in. 2014). Należy w tym miejscu zwrócić uwagę, że według schematu obiegu wody w JCWPd nr 63 (PGI 2022) środkowa część dorzecza Moszczenicy jest zarówno obszarem zasilania, jak i drenażu wód podziemnych, w tym z utworów mezozoicznych, których zasadnicza alimentacja następuje w obszarze Wzniesień Łódzkich (Meszczyński, Szczerbicka 2002).

## Metody badań

Do pomiarów gradientów hydraulicznych i opróbowania strefy hyporeicznej w dnie koryta Moszczenicy wykorzystano gradientometr (Marciniak, Chudziak 2015; Marciniak i in. 2019). Prace skupiły się na odcinku rzeki poniżej mostu w Giecznie, gdzie zainstalowany jest również wodowskaz IMGW-PIB. Pomiar rozpoznawczy w celu identyfikacji obecności w strefie hyporeicznej wód o podwyższonej przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW) przeprowadzono w profilach wyznaczonych dla potrzeb wcześniejszych badań (Marciniak i in. 2022). Poszukiwano miejsc z dodatnim gradientem hydraulicznym, czyli z podpływem wód ze strefy hyporeicznej i mierzono ich przewodność elektrolityczną właściwą. Prace przeprowadzono jesienią 2018 roku przy niskich stanach wody w Moszczenicy ( $H=125-128$  cm) (rys. 3). Na tej podstawie wytypowano fragment dna koryta, gdzie wartości PEW przekraczały  $500 \mu\text{S}/\text{cm}$  (przy przewodności wód rzecznych w granicach  $400-450 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ) i na nim skupiono dalszą uwagę (rys. 4).

Jest to odcinek prosty, o swobodnym przepływie, pozbawiony przeszkód, bez bystrzy czy innych przeszkód, które mogą wywołać dodatkowe przepływy wód rzecznych poprzez strefę hyporeiczną (Boano i in. 2014). Dno pozbawio-

ne jest kęp zanurzonej roślinności makrofitowej. Przekroje badawcze położone są w odległości 80–100 m (A – 80 m, A – 90 m, A – 100 m) na północ od mostu w Giecznie. Zasadnicze prace badawcze wykonano tam w czerwcu 2019 roku przy niskim stanie wody w rzece ( $H=127$  cm) (rys. 3). W każdym punkcie pomiarowym, gdzie stwierdzono PEW powyżej  $500 \mu\text{S}/\text{cm}$  przy silnym zaznaczonym dodatnim gradiencie, dokonano poboru próbki wody do oznaczenia cech fizykochemicznych i analiz chemicznych (rys. 5). Próbkę wody pobrano również z nurtu rzeki na początku odcinka pomiarowego. Zakres pomiarów parametrów fizykochemicznych obejmował: temperaturę wody, odczyn, PEW i potencjał redoks. Analizy chemiczne przeprowadziło laboratorium Bureau Veritas Commodities Canada Ltd. w Vancouver, stosując metodę ICP-MS.

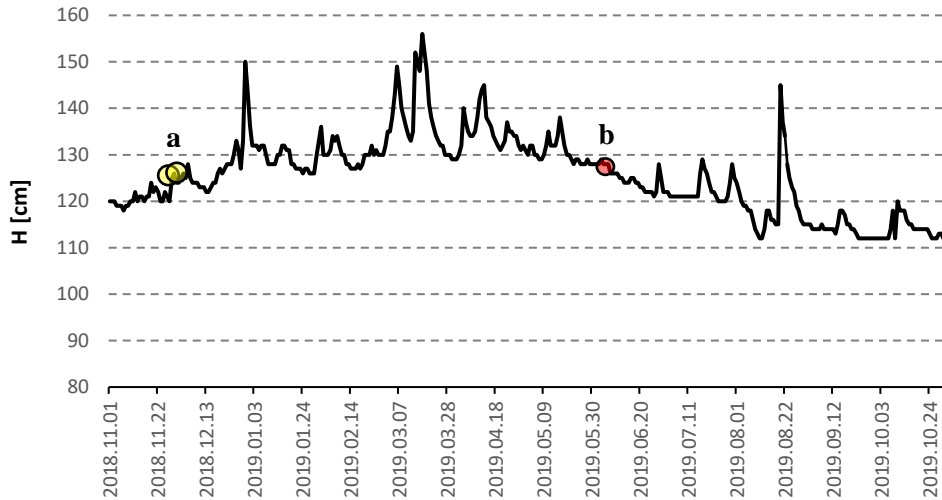
W celu rozpoznania chemizmu wód podziemnych, będących potencjalnymi elementami końcowymi mieszaniny w strefie hyporeicznej, dokonano opróbowania sześciu sprawnych i dostępnych studni głębinowych, z czego połowa położona jest w strefie nadwysadowej, a pozostałe wokółwysadowej (rys. 1). Ich charakterystykę zawiera Tabela 2. Nieczynne studnie zostały przed dokonaniem badania przepompowane (nie robiono tego w przypadku studni z samowypływem ze względu na stały swobodny odpływ wody).

Ocenę podobieństwa hydrochemicznego punktów badawczych przeprowadzono na podstawie danych standaryzowanych w przestrzeni euklidesowej metodą Warda, uzyskując dendrogram podobieństwa. Celem było określenie roli elementów końcowych w porządkowaniu obrazu hydrochemicznego strefy hyporeicznej i wzajemna relacja między nimi samymi (wody rzeczne – wody podziemne). Obliczenia wykonano w programie Statistica 13.1. Dla graficznej prezentacji procesu mieszania wód w strefie hyporeicznej wykorzystano HFE-D (*Hydrochemical Facies Evolution Diagram*) (Giménez-Forcada 2010, 2019). Udział wód podziemnych w wodach hyporeicznych określono przy wykorzystaniu modelu obliczeń zastosowanego m.in. przez Reeve`a i in. (2001) oraz Siegela i Glasera (2006) do oceny warunków alimentacji torfowisk:

$$F_{\text{GW}} = (C_{\text{HZ}} - C_{\text{R}}) / (C_{\text{GW}} - C_{\text{R}}) \quad (1)$$

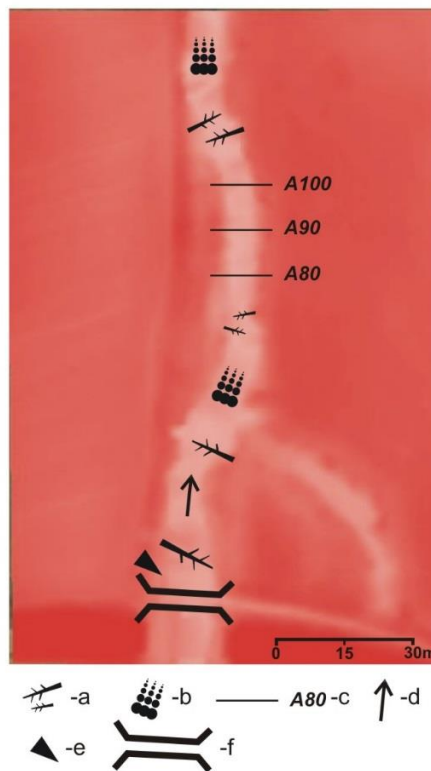
gdzie:

$F_{\text{GW}}$  – względny udział wód podziemnych w wodach hyporeicznych,



Rys. 3. Terminy badań strefy hyporeicznej na tle przebiegu stanów wód Moszczenicy na posterunku wodowskazowym IMGW-PIB w Giecznie w roku hydrologicznym 2019  
a – prace wstępne, b – prace zasadnicze

Research time of hyporheic zone on the background of Moszczenica river's water levels at the IMWM's water gauge station in Gieczno in the 2019 hydrological year  
a – preliminary works, b – basic works



Rys. 4. Położenie przekrojów badawczych wód hyporeicznych względem przeszkód korytowych dla swobodnego spływu wód Moszczenicy  
a – pnie drzew w korycie, b – bystrza, c – profil badawczy z oznaczeniem, d – kierunek spływu wód, e – wodowskaz IMGW-PIB, f – most drogi Gieczno-Wypychów (Geoportal 2022)

The hyporheic zone's measuring cross-sections on background of the channel obstacles for the free flow of Moszczenica waters  
a – tree trunks in the riverbed, b – river rapids, c – measuring cross-section with marking, d – direction of flow, e – water gauge station of IMWM, f – the bridge of Gieczno-Wypychów road (Geoportal 2022)



Charakterystyka studni badawczych w strefie wysadu solnego Rogóżno  
*Characteristics of research wells in the Rogóżno salt dome zone*

| Nr | Ujęcie/<br><i>Groundwater intake</i>   | Akronim/<br><i>Acronym</i> | Współrzędne geo-<br>graficzne/<br><i>Geographical<br/>coordinates <math>\phi/\lambda</math></i> | Numer studni w<br>CBDH/ <i>Number of<br/>well according<br/>to HYDRO Bank<br/>(HYDRO 2018)</i> | Głębokość otworu/wiek<br>ujętego wodonośca<br><i>Depth of well/Age of aquifer</i><br>[m] | Przedział<br>zafiltrowania<br><i>/Filtering<br/>Compartment</i><br>[m] | Wody artezyjskie<br><i>/Artesian aquifer</i> | Użytkowanie/<br><i>In use</i> |
|----|--|----------------------------|---|--|--|--|--|-------------------------------|
| 1. | Dawna Rolnicza Spółdziel-<br>nia Produkcyjna, Biesiekierz<br>Rudny/<br><i>Former agricultural<br/>cooperative in Biesiekierz<br/>Rudny</i> | BR                         | 51°57'27,8"<br>19°29'28,5"  | 5900325  | 103/J  | 69,5–103,0   | +  | Nie/ <i>No</i>                |
| 2. | Dawna zlewnia mleka<br>w Giecznie/ <i>Former<br/>milkcollection in Gieczno</i>   | GO                         | 51°58'42,6"<br>19°28'57,7"  | 5900394  | 41/Q   | 36,0–39,0  | +  | Nie/ <i>No</i>                |
| 3. | Ujęcie wody „Gieczynskiej”<br>w Wypychowie/<br><i>„Gieczynska” former water<br/>intake in Wypychów</i>                                     | GCZ                        | 51°59'27,6"<br>19°25'33,0"  | 5900348  | 241,4/J  | 238,5–241,4  | +  | Nie/ <i>No</i>                |
| 4. | Dawna zlewnia mleka we<br>Władysławowie/<br><i>Former milkcollection in<br/>Władysławów</i>  | WL                         | 51°50'40,6"<br>19°36'14,1"  | 5900412  | 42/Q   | 35,0–39,0  | –  | Nie/ <i>No</i>                |
| 5. | Gminne ujęcie komunalne,<br>Kotowice (st. nr 2)/<br><i>Community water intake in<br/>Kotowice (well no.2)</i>                              | KO                         | 51°58'06,1"<br>19°26'22,0"  | 5900594  | 53,1/Q   | 31,3–50,0  | –  | Tak/ <i>Yes</i>               |
| 6. | Gospodarstwo rolne, Wypy-<br>chów <i>/Farm in Wypychów</i>   | WP                         | 52°00'03,2"<br>19°25'59,6"  | b.d./<br>no data   | 45,0/Q   | 30,0–40,0  | –  | Tak/ <i>Yes</i>               |

$C_{GW}$  – stężenie składnika chemicznego w wodach podziemnych [ $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ],

$C_R$  – stężenie składnika chemicznego w wodach rzecznych [ $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ],

$C_{HZ}$  – stężenie składnika chemicznego w wodach hyporeicznych [ $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ].

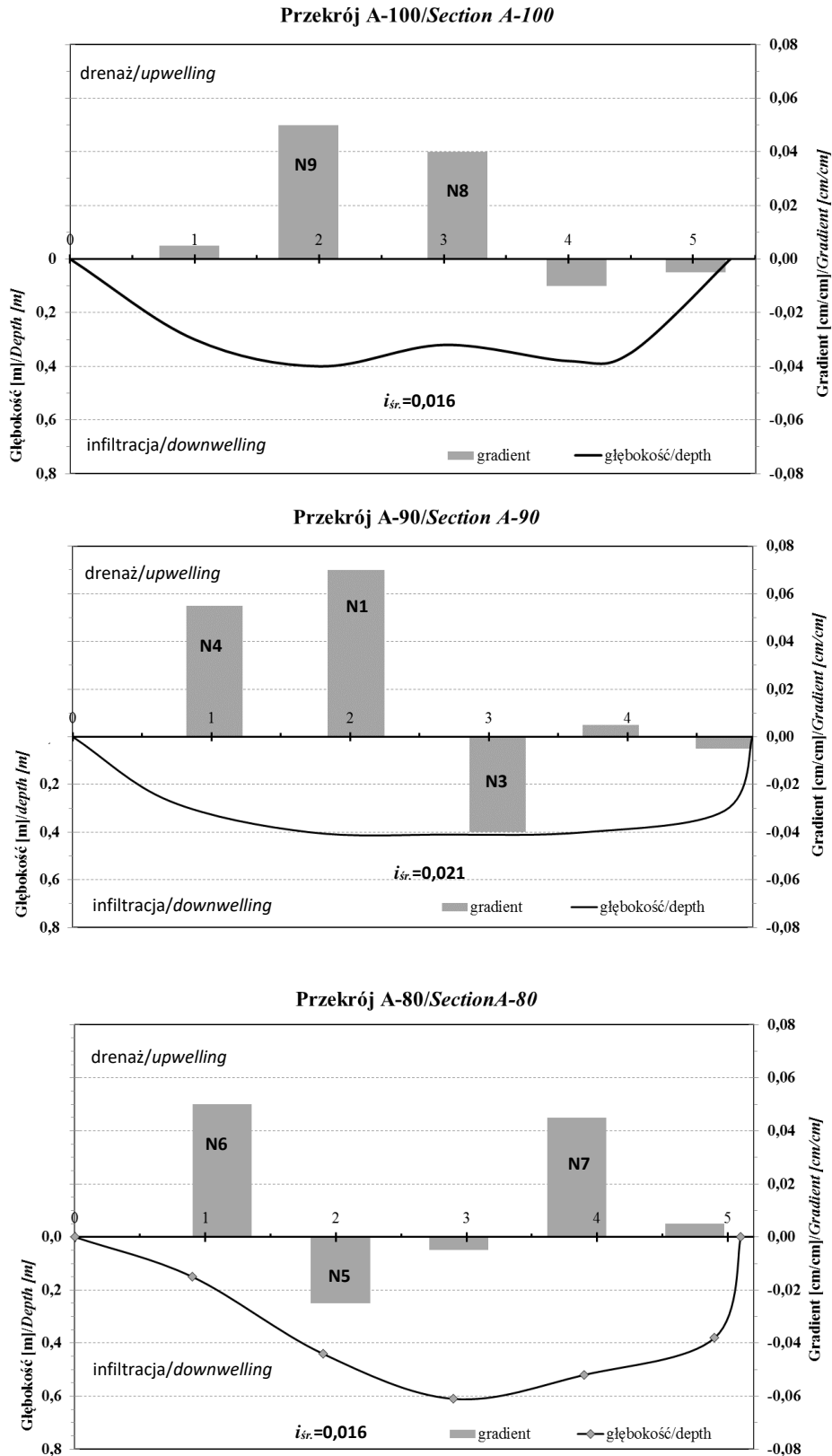
## Wyniki badań i dyskusja

Gradyenty hydrauliczne uzyskane pomiarami w trzech zasadniczych przekrojach pomiarowych przedstawiono na Rysunku 5. W punkcie Nr 10, nie ujętym na wykresach, położonym, dokładnie między Nr 3 i Nr 8 (rys. 5; w połowie odległości między A-90 i A-100) gradient był ujemny ( $-0,022 \text{ cm}\cdot\text{cm}^{-1}$ ). Na całym odcinku badawczym wyraźnie dominuje podpływ wód ze strefy hyporeicznej. Wartość średnia z pięciu pomiarów w każdym przekroju jest najwyższa w środkowej części badanego odcinka, tutaj również zarejestrowano najsilniejszy punktowy gradient ujemny ( $-0,040 \text{ cm}\cdot\text{cm}^{-1}$ ), czyli silny potencjał dla infiltracji wód rzecznych w dno koryta. Rozpoznany stan jest więc bardzo zróżnicowany, wysokie gradienty dodatnie sąsiadują z ujemnymi, to ukazuje, jak zmienne przestrzennie są warunki wymiany wód poprzez dno rzeki.

Wyniki pomiarów parametrów fizykochemicznych badanych wód zestawiono w Tabeli 3. Najwyższa temperatura wód w strefie hyporeicznej odpowiada niemalże temperaturze wody rzecznej, ale jest ona niższa od temperatury wód termalnych w obu studniach jurajskich i blisko dwukrotnie wyższa od temperatur wód głębszych w utworach kenozoiku. Najwyższa zarejestrowana przewodność elektrolityczna właściwa (PEW) wód hyporeicznych dwukrotnie przekracza najwyższą wartość uzyskaną dla wód podziemnych i ponad siedmiokrotnie przewyższa PEW wód rzecznych. Odczyn wód hyporeicznych w zakresie od słabo kwaśnego do słabo alkalicznego jest zasadniczo niższy od wód głębszych i rzecznych, a różnica pomiędzy najniższym odczynem wód hyporeicznych i odczynem wód rzecznych jest bliska dwóm jednostkom pH. Potencjał redoks wód podziemnych jest wyraźnie niższy od wód hyporeicznych, gdzie nie stwierdzono żadnego przypadku ujemnej wartości. Najwyższa z zarejestrowanych wartości Eh pod dnem rzeki

(rys. 5; Nr 6) jest tylko nieco niższa od wielkości charakteryzującej wody rzeczne. Mineralizacja ogólna wód hyporeicznych – wskazująca w trzech przypadkach na obecność pod korytem rzeki wód zmineralizowanych (rys. 5; Nr 1, 3 i 4), jest ponad dwukrotnie wyższa od najwyższej zarejestrowanej w wodach podziemnych i ponad pięciokrotnie wyższa niż wód rzecznych. Tutaj wart szczególnej uwagi jest Nr 3, gdzie ma miejsce infiltracja wód rzecznych, czyli rozcieńczanie wód zmineralizowanych. Pod względem twardości ogólnej pięć na dziewięć przypadków wskazuje, że wody hyporeiczne są twarde, pozostałe przypadki to wody średnio twarde, co zasadniczo czyni je wyraźnie twardszymi od wód podziemnych i rzecznych. Jon sodowy i chlorkowy w wodach hyporeicznych wyróżniają się wysokimi stężeniami we wcześniej wskazanych przypadkach wód zmineralizowanych. Pozostałe przypadki ze strefy hyporeicznej korespondują z wodami rzecznymi lub podziemnymi, przy czym trzy ujęcia „akratopogowe”<sup>2</sup> (tab. 2; GCZ, GO i WP) mają wyraźnie podwyższone stężenia  $\text{Na}^+$  i  $\text{Cl}^-$  od pozostałych studni, choć równocześnie ponad dwukrotnie niższe od wód zmineralizowanych w strefie hyporeicznej. Stężenia jonu bromkowego potwierdzają osobliwość wód zmineralizowanych na tle pozostałych hyporeicznych oraz studni GO i GCZ (tab. 2) spośród wód podziemnych. Poziomy stężen jonu bromkowego w obu tych grupach wyraźnie do siebie nawiązują (tab. 2; Nr 1, 3 i 4 oraz GO i GCZ). Jony  $\text{Ca}^{2+}$  i  $\text{Mg}^{2+}$  wyróżniają strefę hyporeiczną spośród wód podziemnych i rzecznych, jednak ich supremacja nie jest tak duża, jak w przypadku wskaźników odsolnych i jest blisko dwa razy większa. Jon wodorowęglanowy jeszcze słabiej różnicuje wody z trzech badanych środowisk – wśród wód hyporeicznych można wskazać przypadki o niższym stężeniu jonu  $\text{HCO}_3^-$  nawet od wód rzecznych (tab. 2; Nr 5 i 6). Jony siarczanowy i potasowy osiągają najwyższe stężenia w strefie hyporeicznej, lecz w innej grupie obiektów, niż wcześniej wyróżniona. To Nr 5 i 6 (tab. 2), gdzie zarejestrowano również najwyższe stężenie żelaza, najwyższy potencjał redoks i najniższy odczyn wód. Tę grupę można rozszerzyć o Nr 10, lecz w tym przypadku stężenie potasu i żelaza jest nieco niższe od Nr 5 i 6 (tab. 2). Wracając do stężeń żelaza, należy zauważyć, że strefa hyporeiczna jest kilkunastokrotnie zasobniejsza w ten jon niż środowisko

<sup>2</sup> TDS tych wód przekracza  $800 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-1}$ .



Rys. 5. Zmienność gradientu hydraulicznego w przekrojach badawczych – w ramce wartość średnia gradientu ( $i_{sr.}$ )  
N1–N9 – pobór i opróbowanie wód hyporeicznych wraz z oznaczeniem punktu

Changeability of the hydraulic gradient in the measuring cross-section; in the frame, the mean value of the gradient ( $i_{sr.}$ )  
N1–N9 – sampling point of hyporheic waters with marking

ko w głębszych wód podziemnych i wód Moszczenicy. Jeszcze większe dysproporcje zarysowały się w przypadku manganu, choć najwyższe jego stężenia zarejestrowano w innej części dna koryta rzecznego, tj. w Nr 8 i 9 (rys. 5). Dużo mniejsze dysproporcje zarysowały pomiędzy wodami pod względem stężeń krzemionki, które jednoznacznie wyróżniają wody hyporeiczne przy mniejszym ich wzajemnym zróżnicowaniu, niż w przypadku wcześniej omawianych elementów hydrochemicznych.

Badany fragment strefy hyporeicznej Moszczenicy jest środowiskiem bardzo anizotropowym hydrochemicznie. Szczególnie dobrze widać to w porównaniu do zróżnicowanych pod względem głębokości występowania, charakteru ośrodka wodonośnego i kontaktów ze środowiskiem solonośnym wód w głębszych, które reprezentują tylko dwa typy hydrochemiczne (wg klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego), a wody hyporeiczne aż pięć typów. Wody pobrane w punktach Nr 1 i 4 (tab. 3) są typu prostego Na-Cl, właściwego dla wód z bliskiego sąsiedztwa z solą kamienną, a Nr 3 (tab. 3), gdzie ma miejsce *downwelling*, jest efektem połączenia Na-Cl z  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ . Warto podkreślić, że udokumentowana anizotropowość występuje we fragmencie dna o powierzchni około  $83 \text{ m}^2$  i do głębokości  $0,2 \text{ m}$ , czyli w kubaturze  $16,6 \text{ m}^3$ , co stanowi ułamek promila zawodnionych utworów nad- i wokółwysadowych.

Analiza aglomeracji badanych obiektów na podstawie ich standaryzowanych charakterystyk hydrochemicznych na dendrogramie (rys. 6) wykazała, że wody hyporeiczne tworzą zasadniczo osobną grupę obiektów, niemającą związków z wodami podziemnymi. Tylko w przypadku Nr 8 i Nr 9 (tab. 3) uzyskano świadectwo ich powiązania z wodami rzecznoymi, pomimo iż w tych miejscach występuje drenaż wód hyporeicznych, a nie infiltracja wód Moszczenicy (rys. 5). Warto zauważyć, że trzy przypadki infiltracji wód rzecznych do strefy hyporeicznej (tab. 3; Nr 3, 5 i 10) nie wykazały w tej kwestii wzajemnego podobieństwa. Najsilniejsze powinowactwo wykazała natomiast para punktów Nr 1 i 4 (tab. 3), która jednocześnie najbardziej wyróżnia się na tle pozostałych punktów badawczych wód hyporeicznych.

Wśród badanych wód podziemnych ujawniły się dwie grupy: wód z okółwysadowych utworów jurajskich (tab. 2; GCZ i GO) oraz nadwysadowych (tab. 2; GO i KO) i wokółwysadowych (tab. 2; WL i WP) utworów kenozoicznych. Bardzo interesujący jest fakt, że wody Moszczenicy wraz z powiązaną częścią strefy hyporeicznej (rys. 5; Nr 8 i 9) wykazują podobieństwo do badanych wód podziemnych bardziej niż do pozostałych wód pobranych ze strefy hyporeicznej. Stąd wniosek, że do strefy hyporeicznej dopływają inne wody podziemne niż z badanych studni.

W związku z takim wynikiem uznano, że jedyną możliwością wskazania hipotetycznego środowiska, z którego może następować dopływ wód o podwyższonej mineralizacji, stało się wykorzystanie wyników badań archiwalnych. Przy ich ograniczonej przydatności<sup>3</sup>, zdecydowano się sięgnąć do wyników prac wykonanych przy wierceniu otworu studziennego M-1<sup>4</sup> w Kotowicach o głębokości  $210 \text{ m}$  (Kucharski i in. 2012; rys. 1). Dają one wgląd w obraz hydrochemiczny wód z utworów trzeciorzędowych, które w swojej części stropowej (dolny miocen) kontaktują się z nadległym poziomem węgla brunatnego, a w części spągowej (górnym oligocen) z utworami permskimi czapy wysadu solnego. Poza tym, otwór ten położony jest w obrębie kopalnego koryta Moszczenicy i jednocześnie w nieciągłej strukturze zapadliskowej, obejmującej partie skalne pomiędzy spągkiem czwartorzędu i stropem utworów permskich. Zwierciadło wód z ujętego tym otworem trzeciorzędowego poziomu wodonośnego nawiercono na głębokości  $122 \text{ m}$ , a stabilizuje się ono tuż przy powierzchni terenu, tj. na rzędnej  $127 \text{ m n.p.m.}$  tak samo, jak wody z nadległego poziomu podmorenowego (miocen górny). Warto zwrócić uwagę, że postępując ku północy ciśnienia piezometryczne nadają wodom z utworów trzeciorzędowych charakteru artzyjskiego (Górecki, Ziulkiewicz 2016). W bezpośrednim sąsiedztwie odcinka badawczego dna Moszczenicy w okolicach Gieczna jest to poziom około  $3 \text{ m}$  zwierciadła statycznego ponad powierzchnią terenu (rys. 2). Innym aspektem, który należy wziąć pod uwagę, rozpatrując możliwość przepływu wód wokółwysadowych

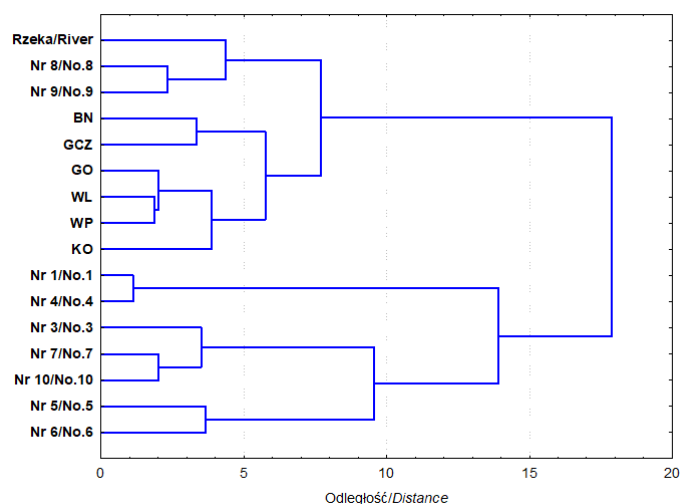
<sup>3</sup> Zasadniczy ich zasób odnoszący się do strefy wokół- i nadwysadowej pochodzi z pierwszej połowy lat 60. XX wieku i otworów już zlikwidowanych; poza tym zachowane dane mają wąskie spektrum analityczne, niepozwalające na wykonanie bilansu jonowego.

<sup>4</sup> Numer otworu w CBDH: 5902001.

Dane hydrochemiczne badanych wód w rejonie wysadu solnego Rogóźno  
 Hydrochemical data of the sampled waters in the area of the Rogóźno salt dome

| Cecha  | Rzeka/<br>River<br>(Nr 2<br>/No. 2) | Strefa hyporeiczna/HZ |                                    |                       |  |                                      |                                |                                |                          |  | Wody podziemne/Groundwaters    |                                    |                                    |                                    |                          |                                    | Archiwalne/Archive                          |   |
|--|-------------------------------------|-----------------------|------------------------------------|-----------------------|--|--------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------|--|--------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------------|------------------------------------|---|---|
|  |                                     | Nr 1<br>/No.1<br>(N1) | Nr 3<br>/No. 3<br>(N3)             | Nr 4<br>/No.4<br>(N4) | Nr 5<br>/No. 5<br>(N5)                     | Nr 6<br>/No. 6<br>(N6)               | Nr 7<br>/No. 7<br>(N7)         | Nr 8<br>/No.8<br>(N8)          | Nr 9<br>/No. 9<br>(N9)   | Nr 10<br>/No.<br>10                        | BR                             | GO                                 | GCZ                                | WL                                 | KO                       | WP                                 | Spag Tr<br>/Bottom of<br>Tertiary<br>(Tr-1) | Strop Tr<br>/Top pf<br>Tertiary<br>(Tr-2) |
| T [°C]   | 22,5                                | 20,5                  | 19,7                               | 20,7                  | 20,3                                       | 20,7                                 | 19,7                           | 22,0                           | 20,9                     | 22,0                                       | 24,3                           | 13,2                               | 25,0                               | 12,2                               | 11,0                     | 10,6                               | 18,5  | 17,2                                      |
| PEW/SEC [ $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ]   | 446                                 | 3240                  | 1533                               | 3100                  | 862  | 567                                  | 792                            | 693                            | 526                      | 986  | 494                            | 1062                               | 1465                               | 732                                | 284                      | 1192                               | –   | –   |
| pH   | 7,89                                | 7,49                  | 7,29                               | 7,38                  | 6,40                                       | 6,04                                 | 6,77                           | 7,47                           | 7,52                     | 6,63                                       | 7,41                           | 7,50                               | 7,48                               | 7,52                               | 7,63                     | 7,54                               | 7,2   | 8,0                                       |
| Eh [mV]  | +224                                | +24                   | +52                                | +56                   | +139                                       | +191                                 | +135                           | +105                           | +47                      | +152                                       | -64                            | -13                                | -111                               | +40                                | -7                       | +43                                | –   | –   |
| TDS [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]   | 366                                 | 2022                  | 1047                               | 1922                  | 631  | 411                                  | 655                            | 512                            | 447                      | 751  | 447                            | 822                                | 937                                | 561                                | 268                      | 823                                | 7718  | 1839                                      |
| Twardość ogólna/Total<br>hardness<br>[ $\text{mg}\ \text{CaCO}_3\cdot\text{dm}^{-3}$ ]                                 | 203                                 | 402                   | 380                                | 395                   | 292  | 208                                  | 330                            | 248                            | 231                      | 342  | 188                            | 242                                | 168                                | 205                                | 144                      | 217                                | –   | –   |
| $\text{Na}^+$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]   | 22,0                                | 586,5                 | 200,0                              | 567,5                 | 56,0                                       | 26,2                                 | 55,6                           | 51,0                           | 21,2                     | 82,5                                       | 35,1                           | 125,0                              | 205,4                              | 98,1                               | 5,2                      | 149,8                              | 2474,8*                                     | 581,1*                                    |
| $\text{K}^+$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 3,2                                 | 7,7                   | 6,5                                | 6,7                   | 15,4                                       | 13,6                                 | 3,3                            | 4,6                            | 4,5                      | 5,4  | 1,7                            | 3,0                                | 4,3                                | 2,6                                | 1,1                      | 3,9                                | –   | –   |
| $\text{Ca}^{2+}$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 69,6                                | 123,1                 | 119,4                              | 121,1                 | 91,6                                       | 65,1                                 | 116,4                          | 87,4                           | 81,8                     | 117,3                                      | 61,0                           | 76,9                               | 52,3                               | 64,6                               | 52,6                     | 68,6                               | 350,7                                       | 70,14                                     |
| $\text{Mg}^{2+}$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 7,8                                 | 25,8                  | 21,6                               | 24,2                  | 16,0                                       | 13,2                                 | 10,9                           | 8,6                            | 8,4                      | 13,9                                       | 11,0                           | 12,5                               | 10,2                               | 12,7                               | 5,1                      | 11,1                               | 70,53                                       | 13,38                                     |
| $\text{Fe}^{2+}$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 0,15                                | 2,29                  | 2,78                               | 1,47                  | 2,27                                       | 3,42                                 | 4,32                           | 0,44                           | 2,59                     | 2,29                                       | 0,03                           | 0,72                               | 0,21                               | 0,28                               | 0,09                     | 0,27                               | n.s./<br>not found                          | n.s./<br>not found                        |
| $\text{Mn}^{2+}$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 0,13                                | 0,27                  | 0,30                               | 0,27                  | 0,45                                       | 0,35                                 | 1,23                           | 2,92                           | 4,74                     | 0,99                                       | 0,01                           | 0,18                               | 0,03                               | 0,12                               | 0,12                     | 0,09                               | n.s./<br>not found                          | 0,12                                      |
| $\text{Br}^-$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]   | 0,02                                | 0,31                  | 0,17                               | 0,26                  | 0,04                                       | 0,03                                 | 0,08                           | 0,05                           | 0,04                     | 0,09                                       | 0,06                           | 0,25                               | 0,31                               | 0,15                               | 0,01                     | 0,09                               | –   | –   |
| $\text{Cl}^-$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]   | 27,0                                | 820,0                 | 265,0                              | 774,0                 | 71,0                                       | 26,0                                 | 65,0                           | 83,0                           | 29,0                     | 119,0                                      | 61,3                           | 229,5                              | 357,0                              | 135,6                              | 3,2                      | 258,0                              | 4300,0                                      | 900,0                                     |
| $\text{HCO}_3^-$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 197,3                               | 351,0                 | 344,2                              | 312,7                 | 134,5                                      | 70,8                                 | 389,2                          | 229,5                          | 286,4                    | 296,9                                      | 256,2                          | 274,5                              | 263,2                              | 244,0                              | 170,8                    | 268,4                              | 280,6                                       | 274,5                                     |
| $\text{SO}_4^{2-}$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 39                                  | 105                   | 87                                 | 114                   | 234  | 192                                  | 42                             | 45                             | 9                        | 114  | 18                             | 15                                 | 45                                 | 30                                 | 27                       | 63                                 | 242   | n.s./<br>not found                        |
| $\text{SiO}_2$ [ $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ ]  | 7,1                                 | 13,8                  | 15,6                               | 12,4                  | 13,9                                       | 15,2                                 | 14,0                           | 8,4                            | 11,6                     | 14,1                                       | 8,8                            | 12,1                               | 9,2                                | 9,0                                | 12,2                     | 12,4                               | –   | –   |
| Typ hydrochemiczny (wg<br>Szczukariewa-Prikłonskiego)/Hydrochemical<br>type (according to Szczu-<br>kariev-Prikłonski) | $\text{HCO}_3\text{-Ca}$            | Cl-Na                 | Cl-<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ | Cl-Na                 | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ | $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ | $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ | $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ | $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4\text{-Ca-Na}$ | $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ | Cl-<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ | Cl-<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ | Cl-<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ | $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ | Cl-<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ | Cl-Na                                       | Cl-Na                                     |

\* Jako suma  $\text{Na}^+$  i  $\text{K}^+$ /As sum of  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$



Rys. 6. Dendrogram podobieństwa hydrochemicznego badanych obiektów

Dendrogram of the hydrochemical similarity of the tested objects

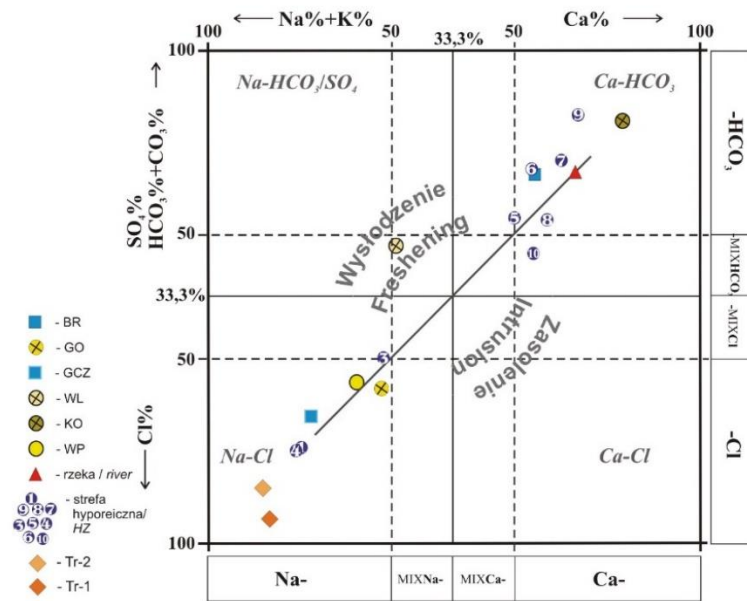
z rejonu Kotowic ku północy jest układ paleokoryt Moszczenicy, zwłaszcza z okresu funkcjonowania rzeki roztokowej (Kamiński 1993).

Jednym z jej ramion może być właśnie napotkany w czasie wiercenia studni M-1 zarys kopalnego koryta tej rzeki, mogący funkcjonować, jako strefa preferowanego przepływu podziemnego zasolonych wód ku współczesnej rzece. Inny scenariusz migracji tych wód opiera się na roli głębokiej formy egzaracyjnej (rys. 1), udokumentowanej w planie strefy nadwysadowej przez Dębskiego i in. (1963). Miąższość utworów czwartorzędowych sięga w niej 160 m, obejmując m.in. wskazane przez Jewtuchowicza (1967) cztery poziomy glin morenowych (rys. 2). To głębokie rozcięcie utworów trzeciorzędowych sprawia, że może ona pełnić funkcję drenującą zasolone poziomy wodonośne znad czapy wysadu i doprowadzać je ku północy, ku dolinie Moszczenicy w okolicach Gieczna, gdzie znajduje ona swoje zwieńczenie. Warto zwrócić uwagę, że tam właśnie występuje strefa o podwyższonym stężeniu chlorków w wodach podziemnych, wskazana przez Mszczczyńskiego i Szczerbicką (2002).

Weryfikację hipotezy dopływu roztworu solnego z nadwysadowego wodonośca trzeciorzędowego do strefy hyporeicznej Moszczenicy przynosi przedstawienie kompozycji składu jonowego badanych wód wraz z archiwalnymi (Kucharski i in. 2012) na diagramie HFE (rys. 7). Punkty reprezentujące poszczególne stanowiska badawcze rozmieszczone są zasadniczo wzdłuż linii konserwatywnego mieszania i dzielą się na dwie grupy. Środowisko zasolone

reprezentują wokółwysadowe wody utworów jurajskich z zachodniego obrzeżenia wysadu (GCZ; rys. 7) i utworów czwartorzędowych z obrzeżenia północnego (WP; rys. 7), wody nadwysadowe z wodonośca trzeciorzędowego nawiercone otworem M-1 oraz również nadwysadowego wgłębnego poziomu czwartorzędowego (GO; rys. 7). Spośród wód hyporeicznych przynależą tutaj wody pobrane z punktów Nr 1, 3 i 4 (tab. 3). Środowisko wód słodkich reprezentują natomiast wody podziemne ujęte z utworów jurajskich przy wschodnim obrzeżeniu wysadu (BR; rys. 7), wody z nadwysadowego poziomu czwartorzędowego (KO; rys. 7), a także wody rzeczne Moszczenicy i wody hyporeiczne pobrane w punktach Nr 5–9 (tab. 3). Stan przejściowy, wskazany wszak z pewną ostrożnością jako wysłodzenie, dotyczy wód z nadwysadowego wodonośca czwartorzędowego ujętego we wschodniej części wysadu (WL; rys. 7). Na podobnej zasadzie można przyjąć, że w punkcie Nr 10 (tab. 3) strefy hyporeicznej ma miejsce zasolenie, co może nastąpić w wyniku malejącej infiltracji wód rzecznych przy niskich stanach wody w korycie rzecznej i rosnącej równocześnie ascenzji wód wgłębnych (Marciniak i in. 2022).

Przyjmując hipotetycznie, że roztwór solny dopływa do strefy hyporeicznej Moszczenicy ze spągowych partii nadwysadowego wodonośca trzeciorzędowego, obliczono udział wód wokółwysadowych w wodach hyporeicznych. Wyniki obliczeń dla poszczególnych punktów opróbowania wód hyporeicznych i wskaźników zasolenia geogenicznego zesta-



Rys. 7. Skład jonowy badanych wód i wód ujętych z osadów trzeciorzędowych otworem M-1 (Kucharski i in. 2012) na HFE-D (*Hydrochemical Facies Evolution Diagram*) (Giménez-Forcada 2010)

Ion composition of the tested waters and waters taken from tertiary sediments by the M-1 borehole (Kucharski *et al.* 2012) presented on HFE-D (*Hydrochemical Facies Evolution Diagram*) (Giménez-Forcada 2010)

Tabela 4

Udział wód wokółwysadowych w wodach hyporeicznych Moszczenicy wyznaczony wg wskaźników zasolenia geogenicznego

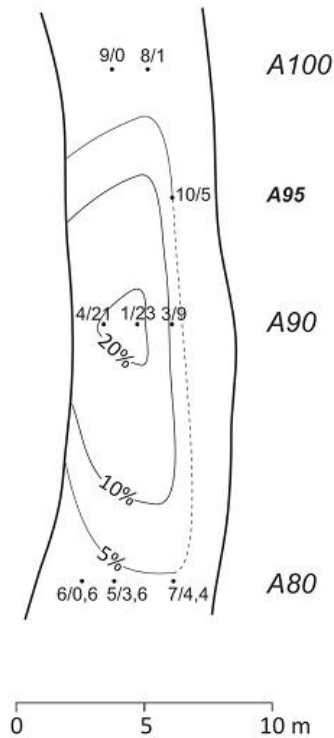
The share of salt water in the hyporeiche waters of Moszczenica determined according to geogenic salinity indices

| Punkt badawczy/<br><i>Sampling point</i> | Cl <sup>-</sup> | Na <sup>+</sup> | Mineralizacja ogólna (TDS)/<br><i>Total dissolved solids (TDS)</i> |
|--|-----------------|-----------------|--|
| Nr 1/ <i>No.1</i>                        | 0,19            | 0,23            | 0,23   |
| Nr 3/ <i>No.3</i>                        | 0,06            | 0,07            | 0,09   |
| Nr 4/ <i>No.4</i>                        | 0,17            | 0,22            | 0,21   |
| Nr 5/ <i>No.5</i>                        | 0,01            | 0,01            | 0,04   |
| Nr 6/ <i>No.6</i>                        | 0,00            | 0,00            | 0,01   |
| Nr 7/ <i>No.7</i>                        | 0,01            | 0,01            | 0,04   |
| Nr 8/ <i>No.8</i>                        | 0,01            | 0,01            | 0,02   |
| Nr 9/ <i>No.9</i>                        | 0,00            | 0,00            | 0,01   |
| Nr 10/ <i>No.10</i>                      | 0,02            | 0,02            | 0,05   |

wiono w Tabeli 4. Najwyższy udział wód zasolonych występuje w punktach Nr 1 i Nr 4, dużo niższy w Nr 3 (tab. 4), a Nr 6 i 9 (tab. 4) można uznać za pozbawione tego oddziaływania. W pozostałych punktach wielkości na poziomie 1–5% analizowane oddziaływanie sprowadzają do mało znaczącego.

Przestrzenny obraz zasięgu oddziaływania

wód wokółwysadowych na strefę hyporeiczną Moszczenicy zaprezentowano na Rysunku 8. Pole maksymalnych wartości wydaje się przesunięte nieco ku lewemu brzegowi. Obraz, choć niepełny, skłania do spostrzeżenia, że to oddziaływanie gaśnie wzdłuż linii nurtu i nie znajduje swojego przedłużenia ku brzegowi prawemu. O ile buforowanie wzdłuż osi koryta można



Rys. 8. Procentowy udział wód wokółwysadowych w wodach hyporeicznych badanego odcinka koryta Moszczenicy w okolicach Gieczna, wyznaczony na podstawie wielkości mineralizacji ogólnej (TDS)  
Objaśnienia: w oznaczeniu punktów badawczych pierwsza liczba oznacza jego numer, a druga procentowy udział wód wokółwysadowych

Percentage share of water surrounding salt-dome in the hyporeic waters of the Moszczenica riverbed near Gieczno, determined on the basis of the total dissolved solids (TDS)

Explanations: in the designation of research points, the first number means its number, and the second number means the percentage share of water around the floodplain

wiązać z oddziaływaniem wód rzecznych, wnioskujących do strefy hyporeicznej (w Nr 3 i Nr 10; rys. 8), o tyle konturowanie ze strony prawego brzegu można hipotetycznie powiązać z dopływem wód gruntowych. To jednak wymaga potwierdzenia dalszymi badaniami, które podjęto. Wiadomo jednak, że wody gruntowe w dnie doliny Moszczenicy występują na głębokości 1,5–2,5 m i wykazują podobne zmiany ze stanami wodny w rzece (Marciniak i in. 2022) – niskiemu poziomowi w rzece odpowiadają niskie stany w studniach gospodarskich.

Wyznaczony obszar zasolenia wód hyporeicznych, obejmujący zasadniczo punkty badawcze nr 1 i nr 4 (tab. 4), można uznać za powierzchnię emanację wylotu strefy

preferowanego przepływu podziemnego, który doprowadza do koryta Moszczenicy sól pochodzącą z ługowania ciała solnego. Punkt Nr 3 (tab. 4) to wody słone podlegające rozcieńczeniu wodami słodkimi (rys. 7), a Nr 10 (rys. 7), położony na peryferiach strefy podpływu, może wykazywać labilność hydrochemiczną – przy niskich stanach rzeki, przy jakich przeprowadzono badania (rys. 4), będzie w zasięgu zasolenia, natomiast przy wyższych stanach, pod wpływem wysładzania infiltrującymi w dno wodami rzeczными. Potwierdzenie tej tezy wymaga kontynuacji obserwacji, które są aktualnie czynione. Znamienne jest jednak, że wszystkie trzy punkty leżące po wschodniej stronie koryta rzeki (Nr 3, 7 i 10; rys. 6) utworzyły jedną grupę na dendrogramie podobieństwa.

Drogi przepływu słonych wód wokółwysadowych do strefy hyporeicznej są trudne do zrekonstruowania ze względu na rozmiary zaburzeń utworów skalnych w strefie nadwysadowej. Nakładają się tutaj na siebie efekty halokinezy, krasowienia czapy wysadu oraz egzarycyjnej i akumulacyjnej działalności łądolodu w plejstocenie, a także procesów fluwialnych w holocenie. Nie można pominąć skutków działań gospodarczych człowieka, ingerujących w bieg koryta rzeki na tym odcinku doliny od wczesnego średniowiecza (Kamiński 1993).

W świetle uzyskanych wyników należy stwierdzić, że wytworzeniu aktywnej strefy hyporeicznej sprzyjają dobre właściwości filtracyjne utworów dennych Moszczenicy (Marciniak i in. 2022) oraz nieregularność spadku rzeki wynikająca z wypiętrzania podłoża i jednoczesnego miejscowego jego zapadania (Kamiński 1993). Ważna dla hydrodynamicznego i hydrostatycznego generowania przepływów w strefie hyporeicznej jest również mnogość barier dla swobodnego spływu wód Moszczenicy w jej dolnym odcinku. Mają one charakter naturalny i różną skalę przestrzenną – od zaawansowanych w rozwoju meandrów, poprzez bystrza i pnie zwałonych do koryta wiekowych drzew (rys. 4) i wreszcie różne drobne formy morfologiczne dna. Ze względu na bogatą przeszłość gospodarczą pozostały też liczne spiętrzenia dla dawnych młynów wodnych wraz z gęstą siecią młynówek, w części drożnych – fragment takiej historycznej, łukowatej formy jest widoczny na Rysunku 4.

Moszczenica posiada dzięki swojej strefie hyporeicznej efektywną barierę ochronną, zapobiegającą geogenicznemu zasoleniu. Według Wondzella (2011) ciekli nizinne cechują się



ograniczonym wpływem procesów hyporeicznych na transport substancji rozpuszczonych w stosunku do małych strumieni zasilanych wodami podziemnymi (na odcinkach źródłkowych – przypis autor<sup>5</sup>) ze względu na nałożenie się na siebie trzech czynników: niższej przepuszczalności osadów dennych, mniejszych spadków poprzecznych i podłużnych doliny oraz większych przepływów korytowych.

Udokumentowane zasolenie strefy hyporeicznej Moszczenicy, choć miejscowe, może jednak hipotetycznie skutkować:

- pogorszeniem efektywności natleniania warstw osadów dennych w zasięgu infiltracji wód rzecznych (Jiang i in. 2022),
- ograniczeniem efektywności hyporeicznych mechanizmów filtrujących i zubożeniem składu gatunkowego organizmów zasiedlających strefę hyporeiczną (Hancock 2002),
- wzrostem przewodnictwa hydraulicznego osadów dennych w efekcie ograniczenia zachodzącej tam metanogenezy (van Dijk i in. 2017).

Pierwszy i ostatni skutek wydają się sobie sprzyjać, lecz należy wziąć pod uwagę, że dotyczy to strefy dopływu wód wglębnych, gdzie wody rzeczne mają ograniczone oddziaływanie. Co do drugiej z wymienionych okoliczności, trzeba z kolei dodać, że ważny dla funkcjonowania osobliwego ekotonu strefy hyporeicznej efekt graniczny pomiędzy wodami powierzchniowymi i hyporeicznymi (Petts, Amoros 1996) nabiera przy zasoleniu geogenicznym dodatkowego „trzeciego”, wertykalnego wymiaru.

Potencjalna groźba zasolenia wód Moszczenicy przy udokumentowanej postępującej eutrofizacji jej wód (Ziułkiewicz 2012; Górecki 2017; Nowicka i in. 2019) niesie ze sobą ryzyko *casusu* Odry AD 2022 na odcinku poniżej strefy wysadu solnego. Obecnie wydaje się to jednak odległe, zważywszy na rejestrowany poziom wartości i stężeń wskaźników zasolenia (tab. 3), wyraźnie niższy od stwierdzonego np. w Noteci w sąsiedztwie inowrocławskiego wysadu solnego (Hulisz i in. 2017).

## Podsumowanie

Postępujące ocieplenie klimatu i idące wraz z nim zmiany warunków hydrologicznych – coraz częściej rejestrowane w Moszczenicy niskie

przepływy i towarzyszące im niskie stany wody w stosunku do przeciętnych z wielolecia 1971–1990 (Górecki 2017), mogą skutkować wzrostem udziału wokółwysadowych wód wglębnych w mieszaniu tworzącej strefę hyporeiczną. Bardzo urozmaicona morfologia koryta rzeki na odcinku nadwysadowym: liczne zaawansowane w rozwoju meandry, ślady piętrzeń, regulacji biegu rzeki oraz liczne zatopione pnie drzew i bystrza wraz z ponadprzeciętnymi wielkościami HYP<sub>POT</sub> stwarzają rzece w tym szczególnym odcinku doliny dobre warunki funkcjonowania strefy hyporeicznej, nazwanej trafnie przez Fischera i in. (2005) „wątrobą rzeki”.

Przeprowadzone prace należy traktować jako pierwszy etap badań, gdyż dla lepszego zrozumienia osobliwości kształtujących strefę hyporeiczną Moszczenicy ponad wysadem solnym Rogóżno ważne jest określenie roli wód gruntowych. Innymi, bardziej bezpośrednimi badaniami trzeba zweryfikować przyjętą w pracy hipotezę pochodzenia wód zmineralizowanych. Przy bardzo złożonych lokalnych warunkach hydrogeologicznych wydaje się to uzasadnione.

Autor składa podziękowania Michałowi Góreckiemu za pomoc udzieloną przy realizacji prac terenowych.

## Literatura

- Bieniewski J. 1962. Problemy geologiczne złoża węgla brunatnego Rogóżno. *Kwartalnik Naukowo-Techniczny Przemysłu Węgla Brunatnego* 4: 3-8.
- Boano F., Harvey J.W., Marion A., Packman A.I., Revelli R., Ridolfi L., Wörman A. 2014. Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models, and biogeochemical implications. *Reviews of Geophysics* 52: 603-679, <https://doi.org/10.1002/2012RG000417>
- Cardenas M.B., Wilson J.L. 2007. Exchange across a sediment–water interface with ambient groundwater discharge. *Journal of Hydrology* 346: 69-80.

<sup>5</sup> Wyniki badań przeprowadzonych w latach 2021–2022 przez R. Grulke i M. Ziułkiewicza w odcinku źródłkowym Strugi Dobieszowskiej, największego dopływ Moszczenicy w jej górnym odcinku, wydają się stwierdzenie to potwierdzać. Materiał jest obecnie przygotowywany do publikacji.

- Ciszewski D., Bijata P. 2015. Hyporheic Zone Hydrochemistry of the Mine-Polluted River. *Journal of Geoscience and Environment Protection* 3: 47-52, <https://doi.org/10.4236/gep.2015.310008>
- Czapowski G., Tarkowski R. 2018. Uwarunkowania geologiczne wybranych wysadów solnych w Polsce i ich przydatność do budowy kavern do magazynowania wodoru. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 472: 53-82. <https://doi.org/10.5604/01.3001.0012.6905>
- Dębski J., Werner Z., Podemski M., Szaniawski H. 1963. Dokumentacja geologiczna złoża soli kamiennej w wysadzie solnym Rogóźno, pow. Łęczyca, woj. łódzkie (materiały nieopublikowane). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- DocPlayer. 2020. *Interpretacja oceny jakości wód powierzchniowych zasilających zbiornik retencyjny na rzece Moszczenicy w Strykowie*. Docplayer.pl. Online: <https://docplayer.pl/13305099-Interpretacja-oceny-jakosci-wod-powierzchniowych-zasilajacych-zbiornik-retencyjny-na-rzece-moszczenicy-w-strykowie.html> (data ostatniego dostępu: 21.05.2020).
- Fischer H., Kloep, F., Wilczek S., Pusch M.T. 2005. A river's liver-microbial processes within the hyporheic zone of a large lowland river. *Biogeochemistry* 76: 349-371.
- Geoportal (Geoportal Infrastruktury Informacji Przestrzennej). 2022. Online: [https://mapy.geoportal.gov.pl/imap/Imgp\\_2.html](https://mapy.geoportal.gov.pl/imap/Imgp_2.html) (data ostatniego dostępu: 3-7.10.2022).
- Giménez-Forcada E. 2010. Dynamic of Sea Water Interface using Hydrochemical Facies Evolution Diagram. *Ground Water* 48: 212-216, <https://doi.org/10.1111/j.17456-584.2009.00649.x>
- Giménez-Forcada E. 2019. Use of the Hydrochemical Facies Diagram (HFE-D) for the evaluation of salinization by seawater intrusion in the coastal Oropesa Plain: Comparative analysis with the coastal Vinaroz Plain, Spain. *HydroResearch* 2: 76-84. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2019.11.007>
- Gooseff M.N. 2010. Defining Hyporheic Zones – Advancing Our Conceptual and Operational Definitions of Where Stream Water and Groundwater Meet. *Geography Compass* 4/8: 945-955, <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2010.00364.x>
- Górecki M., 2017. Charakterystyka hydrologiczna i hydrochemiczna wód Moszczenicy w przekroju Gieczno. *Acta Universitatis Lodzianensis Folia Geographica Physica* 16: 15-22, <https://doi.org/10.18778/1427-9711.16.02>
- Górecki M., Ziulkiewicz M. 2016. The presence of geogenically saline waters in the area of salt dome Rogóźno (central Poland). *Geology, Geophysics and Environment* 42: 289-310, <https://doi.org/10.7494/geol.2016.42.3.289>
- Górski J., Rasała M. 2009. Warunki hydrogeologiczne w rejonie wysadów solnych i ich znaczenie dla bezpieczeństwa gospodarczego wykorzystania struktur solnych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 436: 121-128.
- Hancock P.J. 2002. Human Impacts on the Stream-Groundwater Exchange Zone. *Environmental Management* 29: 763-781, <https://doi.org/10.1007/s00267-001-0064-5>
- Harvey J.W., Bencala K.E. 1993. The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research* 29: 89-98.
- Harvey J.W., Wagner B.J., Bencala K.E. 1996. Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resources Research* 32: 2441-2451, <https://doi.org/10.1029/96WR01268>.
- Hayashi M., Rosenberry D.O. 2002. Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water. *Ground Water* 40: 309-316.
- Hulisz P., Krawiec A., Pindral S., Mendyk Ł., Pawlikowska K. 2017. The impact of environmental conditions on water salinity in the area of the city of Inowrocław (north-central Poland). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 13: 5-15, <https://doi.org/10.1515/bgeo-2017-0009>
- Hycnar E., Ratajczak T. 2019. Ewaporaty solne a polskie złoża węgla brunatnego. W: E. Lewicka (red.) *Aktualia i Perspektywy Gospodarki Surowcami Mineralnymi*. Wyd. Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków: 191-207.
- HYDRO 2018. *Dane hydrogeologiczne z Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych dla gmin Głowno, Ozorków, Stryków*

- i Zgierz pozyskane na podstawie wniosku o udostępnienie danych nr 238/2018 (Archiwum Katedry Geologii i Geomorfologii Uniwersytetu Łódzkiego).
- Jaworski A. 1964. Powierzchniowe przejawy zasolenia na obszarze wysadu solnego w Rogóżnie koło Łodzi. *Przegląd Geologiczny* 12: 148-149.
- Jewtuchowicz S. 1967. Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem i Moszczenicą. *Prace Geograficzne* 62.
- Jiang Q., Kaufman M.H., Jin G., Tang H., Xu J. 2022. Transition Zone Morphology Dynamics of Dissolved Oxygen (DO) in a Salinity-Impacted Hyporheic Zone. *Geophysical Research Letters* 49(18): 1-10, <https://doi.org/10.1029/2022GL099932>
- Jokiel P. 2004. Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego. Łódź.
- Kamiński J. 1993. Późnoplejstocenska i holocenska transformacja doliny Moszczenicy jako rezultat zmian środowiska naturalnego oraz działalności człowieka. *Acta Geographica Lodziensia* 64.
- Kucharski M., Sokołowski A., Olczak M. 2012. Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne złoża wód do celów leczniczych z osadów górnego oligocenu ujętych otworem M-1 w Kotowicach (materiały nieopublikowane). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- Macioszczyk A. 1988. Chemizm wód podziemnych dolin rzecznych oraz główne czynniki kształtujące go. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 347: 205-220.
- Małecki J., Ziulkiewicz M. 2019. Wody zwykłe i termalne niecki łódzkiej – analiza potencjalnych zagrożeń ich eksploatacji w rejonie aglomeracji Łodzi. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 475: 133-142. <https://doi.org/doi: 10.7306/bpig.16>
- Marciniak M., Chudziak Ł. 2015. A new method of measuring the hydraulic conductivity of the bottom sediment. *Przegląd Geologiczny* 63: 919-925.
- Marciniak M., Ziulkiewicz M., Górecki M., Młynarczyk A. 2019. Warunki wymiany wody między korytem rzeczonym a strefą hyporeiczną w świetle badań gradientu hydraulicznego. W: R. Czerniawski, P. Bilski (red.) *Funkcjonowanie i Ochrona Wód Płynących*. volumina.pl Daniel Krzanowski, Szczecin: 45-58.
- Marciniak M., Ziulkiewicz M., Górecki M. 2022. Variability of water exchange in the hyporheic zone of a lowland river in Poland based on gradientometric studies. *Quaestiones Geographicae* 41: 143-158.
- Meszczycński J., Szczerbicka M. 2002. Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50000, ark. 590 – Zgierz.
- Molewski P. 2014. Paleogeograficzne uwarunkowania odpływu wód z zastoiska warszawskiego doliną Bachorzy i pradoliną warszawsko-berlińską w czasie stadiau głównego zlodowacenia wisły. *Landform Analysis* 25: 105-114, <http://dx.doi.org/10.12657/landfana.025.009>
- Nowicka-Krawczyk P., Żelazna-Wieczorek J., Skrobek I., Ziulkiewicz M., Adamski M., Kamiński A., Żmudzki P. 2022. Persistent Cyanobacteria Blooms in Artificial Water Bodies – An Effect of Environmental Conditions or the Result of Anthropogenic Change. *International Journal of Environmental Research and Public Health* 19(12), 6990.
- Petts G.E., Amoros C. 1996. Fluvial Hydrosystems. Chapman & Hall, Londyn, Wielka Brytania.
- PGI. 2022. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG–PIB). Online: [www.pgi.gov.pl/dokumenty-pig-pib-all/psh/zadania-psh/jcwpd/jcwpd-60-79/4423-karta-informacyjna-jcwpd-nr-63/file.html](http://www.pgi.gov.pl/dokumenty-pig-pib-all/psh/zadania-psh/jcwpd/jcwpd-60-79/4423-karta-informacyjna-jcwpd-nr-63/file.html) (data ostatniego dostępu: 23.08.2022).
- Reeve A.S., Siegel D.I., Glaser P.H. 2001. Simulating dispersive mixing in large peatlands. *Journal of Hydrology* 242: 103-114.
- Siegel D.I., Glaser P.H. 2006. The Hydrology of Peatland. W: R.K. Wieder, D.H. Vitt *Boreal Peatland Ecosystems. Ecological Studies* 188: 289-311.
- Skorupa J., Dziwińska L. 1976. Kompleksowa interpretacja wyników badań geofizycznych dla strefy Gopło-Pabianice ze szczególnym uwzględnieniem utworów cechsztynu i podłoża. *Kwartalnik Geologiczny* 20: 137-156.
- Sokołowski J. 1966: Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-łódzkiego. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Toth J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68: 4795-

- 4812, <https://doi.org/10.1029/JZ068i016p04795>
- van Dijk G., Nijp J.J., Metselaar K., Lamers L.P.M., Smolders A.J.P. 2017. Salinity-induced increase of the hydraulic conductivity in the hyporheic zone of coastal wetlands. *Hydrological Processes* 31 (4): 880-890, <https://doi.org/10.1002/hyp.11068>
- Wondzell S.M., 2011. The role of the hyporheic zone across stream networks. *Hydrological Processes* 3525-3532, <https://doi.org/10.1002/hyp.8119>

- Ziulkiewicz M., Grulke R., Gajda N. 2021. Identyfikacja dopływu substancji biogennej ze strefy hyporeicznej do koryta cieków źródłiskowego na obszarze podmiejskim. W: R. Czerniawski, P. Bilski (red.) *Funkcjonowanie i Ochrona Wód Płynących*. Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej w Szczecinie, Szczecin: 263-281.

## Summary

The Rogóżno salt dome has been recognised as the second largest diapir to have been discovered in Poland. It is located on the border of the Kuiavian Swell and the Łódź basin, where it is one of the elements outlining a north-eastern branch of the latter that is known as the Łódź basin. Among the many halokinetic forms, it is the only one in the region to have broken through the overlying Mesozoic deposits to come into direct contact with the overlying Cenozoic layer, resulting in specific hydrochemical effects. The genetically complex process that formed the regional river network in the Pleistocene and Holocene led to the formation of the Moszczenica channel above the dome. The river, together with its parent, the Bzura, acts as a regional drainage base for Cretaceous and Jurassic formations, meaning that the area around the dome (including the part around the diapir roof) is within its potential range. Between the river channel and the drained underground waters there is a zone in which the two environments interact. This is the Hyporheic Zone (HZ). Observations of hydraulic gradients between this zone and the water in the Moszczenica channel have shown that there may be deep water inflow within the streambed. This article presents the results of hydrochemical tests conducted in places where this phenomenon was most pronounced. The work aims to portray the hydrochemistry of the hyporheic waters and to connect it with

the deep waters in the northern part of the Rogóżno salt dome. The following aquifers are distinguished in this area:

- Holocene–Pleistocene multiaquifer formation, the lower part of which has a sub-artesian or artesian aquifer;
- Neogene multiaquifer formation with a pressurised aquifer that in the lowest parts is associated with an upper lignite seam;
- Palaeogene multiaquifer formation developed in mid-carbonaceous and subcarbonaceous sands;
- Cretaceous multiaquifer formation (occurring only outside the deposit) of artesian character that is associated with the roof part of the complex of fissured carbonate rocks;
- Jurassic multiaquifer formation (occurring only outside the deposit), which is formed by karst-fissure waters originating from a limestone complex;
- Zechstein multiaquifer formation associated with the formations of the dome cap.

Quaternary aquifers have markedly elevated values of TDS, chloride and sulphate concentrations and oxidability relative to the Quaternary floor and the Tertiary roof. Deeper, the values of these hydrochemical elements gradually increase, reaching the order of grams of salt per litre in the mid-carbonaceous horizon for TDS and 31 g·L<sup>-1</sup> in the clay-gypsum cap. In the section in which it flows over the Rogóżno dome, the Moszczenica River does not show clear signs of geogenic salinity. The concentrations of sodium and chloride ions in the river are clearly higher before the dome than after.

A gradientometer was used to measure hydraulic gradients and HZ samples within the Moszczenica streambed. The works focused on the river section below the bridge in Gieczno, where the IMGW–PIB water gauge is also installed. In selecting the research section, places with a positive hydraulic gradient and SEC higher than the river waters were sought. On this basis, part of the streambed was selected where the SEC values exceeded  $500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  (with an SEC of river waters in the  $400\text{--}450 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  range). It is a straight section, free of obstacles impeding free water flow, featuring rapids and devoid of submerged macrophyte vegetation. Measurements of water temperature, pH, SEC and redox potential were taken *in situ*. The measurements showed that the inflow of water from the HZ clearly dominates over the entire test section. The average of five measurements in each cross-section is highest in the middle of the tested section, which also has the highest local negative gradient ( $-0.04 \text{ cm}\cdot\text{cm}^{-1}$ ), i.e. a strong potential for river water infiltration into the streambed. The highest recorded SEC of hyporheic waters is more than double the highest value obtained for groundwater and more than seven times the SEC of the river waters. In terms of Total Hardness, five out of nine cases indicate that the hyporheic waters are hard, while the remaining cases are medium hardness, generally making them significantly harder than the groundwater and river waters.  $\text{Na}^+$  and  $\text{Cl}^-$  in the hyporheic waters are distinguished by high concentrations in previously reported cases of mineral waters. The remaining cases of water from the HZ correspond to river or groundwater, while three “mineral water” intakes (GCZ, GO and WP; Fig. 7; Tab. 3) have significantly higher concentrations of  $\text{Na}^+$  and  $\text{Cl}^-$  than other wells, though they also have less than half the level of mineral waters in the HZ.  $\text{Br}^-$  concentrations confirm the peculiarity of the mineral waters against the background of other the hyporheic waters and the GO and GCZ (Tab. 3) wells among groundwaters.  $\text{Br}^-$  concentrations in both groups are clearly related to each other (No. 1, 3 and 4, as well as GO and GCZ; Tab. 3). The studied part of the Moszczenica HZ is, hydrochemically, a very anisotropic environment. This is particularly evident when compared to the deep waters’ depth, nature of aquifer and contacts with the salt-bearing environment, and yet they represent only two hydrochemical types, while hyporheic waters

represent five types. The analysis of the agglomerations of examined objects in terms of their standardised hydrochemical characteristics on a dendrogram (Fig. 6) showed that the hyporheic waters constitute a separate group of objects that are not related to the groundwaters. Only No. 8 and No. 9 (Fig. 6) are convergent with river waters, despite these locations seeing the draining of hyporheic waters, rather than infiltration by the waters of the Moszczenica. It is very interesting that the waters of the Moszczenica and its related part of the hyporheic zone (No. 8–9; Fig. 6) are more closely associated with the studied groundwater than with the waters of the rest of the HZ. Hence the conclusion that other groundwater flows into HZ than that from the tested wells. Therefore, it was necessary to refer to the archival data from which the data for the waters of the Palaeogene stage were obtained (from the zone of contact with the salt dome cap). The hypothesis about the presence of such waters in the hyporheic zone was confirmed using an HFE diagram. The individual test points are generally located along the line of conservative mixing and are divided into two main groups. The saline environment is represented by the waters of GCZ, WP, GO and precisely from the Palaeogene stage overlying the dome, as well as from the HZ environment: No. 1, 3 and 4 (Fig. 7). The freshwater environment is represented by the waters of BR and KO and from HZ No. 5, 6, 7, 8 and 9 (Fig. 7) and the waters of the Moszczenica.

Assuming, hypothetically, that the saline solution is flowing into the Moszczenica’s hyporheic zone from the bottom parts of the overlying Tertiary aquifer, their share in HZ was calculated. It turned out that this effect is greatest at points No. 1 and No. 4, much lower at No. 3, and negligible at No. 6 and 9 (Fig. 8). At the remaining points, the impact of saline waters is insignificant.

The flow paths of the saline waters around the dome to the HZ are difficult to reconstruct due to the extent of disturbances in the rock formations in the zone above the dome. The effects of halokinesis, karstification of the dome cap and the exaration and accumulation activity of the ice sheet in the Pleistocene, as well as fluvial processes in the Holocene, all overlap here. The effects of human economic activities interfering with the course of the riverbed in this valley section since the early Middle Ages cannot be overlooked. In light of the results, it should

be stated that the formation of the active HZ is favoured by the filtration properties of the Moszczenica's bottom formations and the irregularity of the river slope resulting from the uplift of the substrate and its simultaneous local subsidence. Also of importance for the hydrodynamic and hydrostatic induction of flows in the hyporheic zone are the multitude of obstructions to the free flow of the Moszczenica's waters in its lower section. They are natural and differ in spatial scale – from highly developed meanders, through rapids and fallen tree trunks in the channel, to various small morphological bedforms. Due to the rich economic past, there are also numerous dams for former water mills, along with a dense network (in some still passable) of mill chutes.

The Moszczenica River's HZ constitutes an effective barrier protecting the river against geogenic salinity. However, the progressive warming of the climate and the resulting changes in hydrological conditions may result in an increase in inflows of deep waters to the hyporheic zone, including of salty waters around salt dome.