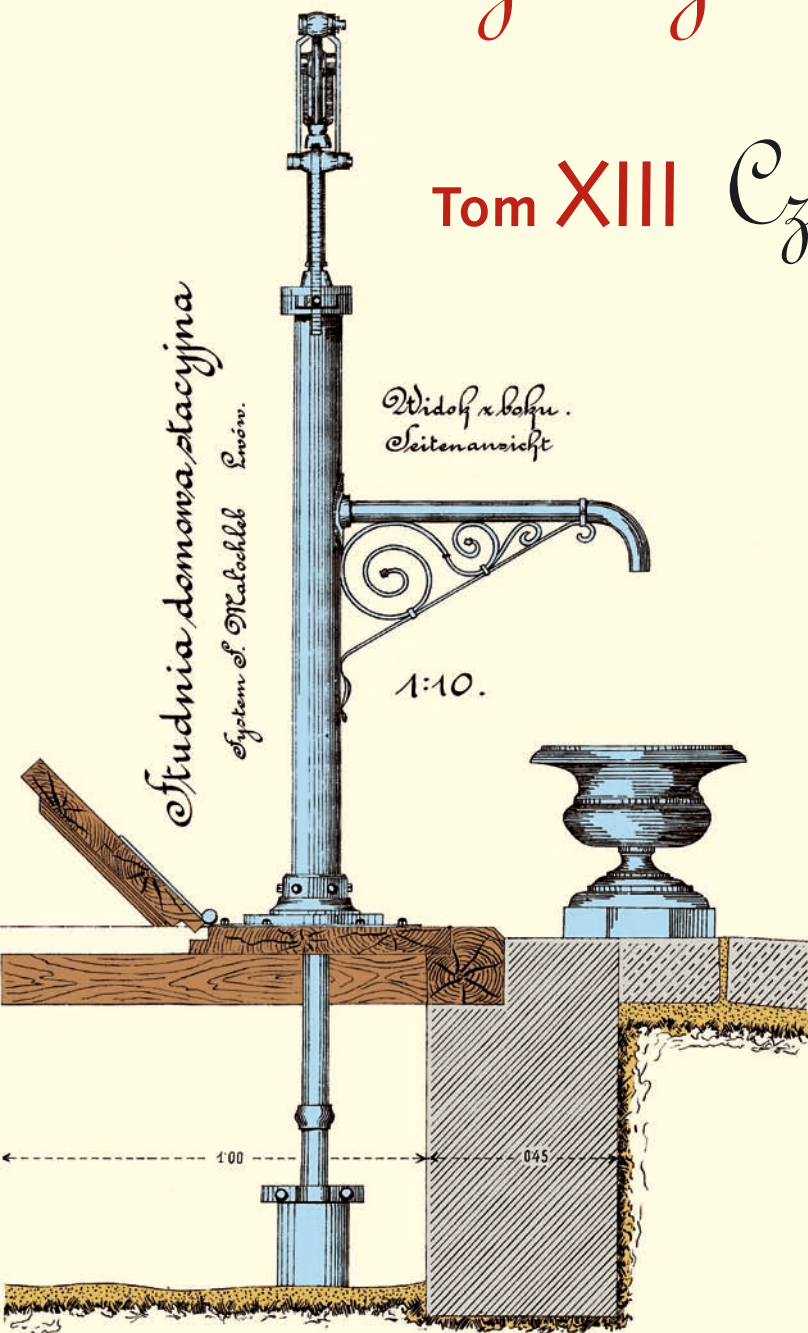


Współczesne problemy hydrogeologii

Tom XIII Część 2.



Copyright © Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków 2007



Wydanie publikacji zostało sfinansowane przez
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

Recenzenci:

Jadwiga Szczepańska
Wojciech Ciężkowski
Józef Górski
Andrzej Kowalczyk
Ewa Krogulec
Grzegorz Malina
Jerzy Małecki
Marek Marciniak
Jacek Motyka
Marek Nawalany
Jan Przybyłek
Andrzej Rózkowski
Andrzej Sadurski
Andrzej Szczepański
Stanisław Staško
Stanisław Witczak
Andrzej Zuber

Redakcja: Andrzej Szczepański, Ewa Kmiecik, Anna Żurek

Teksty artykułów w częściach 2. i 3. zostały wydrukowane z wersji elektronicznej dostarczonej przez Autorów, metodą bezpośredniej reprodukcji (*camera ready*)

Projekt okładki i stron tytułowych: Andrzej Tomaszewski

Na okładce: fragment projektu studni miejskiej we Lwowie z 1906 roku
— ze zbiorów prof. **Antoniego S. Kleczkowskiego** (1922–2006)

Korekta: Zespół

Skład komputerowy systemem $\text{T}_{\text{E}}\text{X}$: pre $\text{T}_{\text{E}}\text{X}$ t, www.pretext.com.pl

Druk: ROMA-POL, www.romapol.pl

ISBN-13 978-83-88927-16-4

Jan Szewczyk, Zbigniew Nowicki,
Danuta Gientka

**Występowanie głębokiej zmarzliny w okresie
złodowacenia Wisły na obszarze Niżu Polskiego
— implikacje paleohydrogeologiczne
oraz geotermiczne**

**Evaluation of the Deep Vistulian Permafrost
on Polish Lowlands — Geothermal
and Paleohydrogeological Implications**

Słowa kluczowe paleohydrogeologia, geotermika, paleoklimat, wieloletnia zmarzlina, strumień ciepły

Key words paleohydrogeology, geothermics, paleoclimate, permafrost, heat flow

Abstract Evaluation of the permafrost thickness is a very important element of paleohydrogeological analysis in Polish Lowlands. Average temperature of ground surface in the Pleistocene period and average thickness of the permafrost in several places in the Polish Lowland area are presented in the article. It was shown map of paleothickness of Vistulian permafrost.

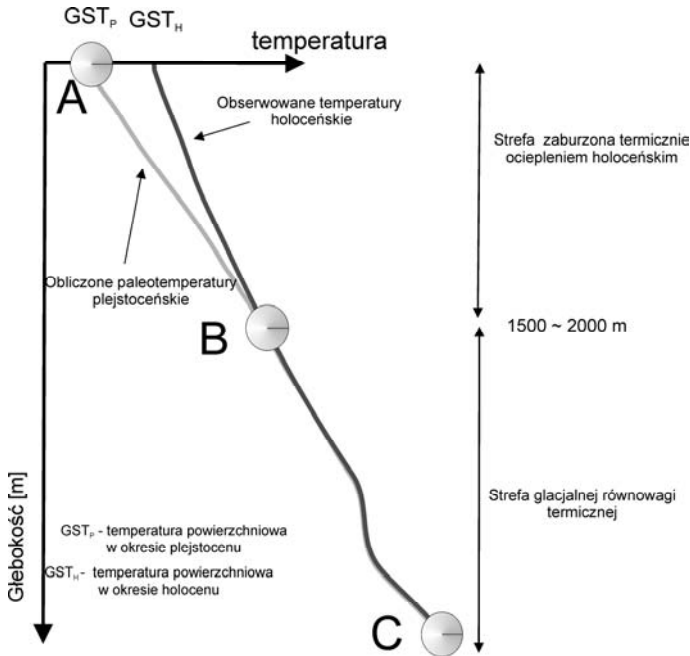
Zmiany klimatyczne, jakie miały i mają miejsce na Ziemi, mogą pozostawiać swoje ślady w postaci zmian temperatury obserwowanych w profilach głębokich otworów wiertniczych, a także mogą być przyczyną m.in. przeobrażeń kriogenicznych wód podziemnych, niekiedy nawet na znacznych głębokościach. Prowadzone w ciągu ostatnich kilku lat analizy zarówno danych termicznych jak i hydrogeologicznych ujawniły w sposób jednoznaczny występowanie śladów wieloletniej zmarzliny związanej ze zlodowaceniem Wisły na obszarze NE Polski (Szewczyk i in., 2003). Kolejną konsekwencją zastosowania wspomnianej metody badawczej było stwierdzenie możliwości określania paleomiąższości wieloletniej zmarzliny, co zasygnalizowane zostało we wcześniejszym opracowaniu autorów (Nowicki, Szewczyk, 2003). Klimat tego okresu wpłynął w sposób istotny zarówno na współczesny podpowierzchniowy reżim termiczny Ziemi, jak i na obecny stan hydrodynamiczny i chemiczny wód podziemnych występujących w strukturach o charakterze regionalnym. Długotrwałe istnienie zmarzliny, jak się okazuje o znacznej miąższości, w sposób zdecydowany wpłynęło na możliwość infiltracji wód opadowych, jak i wód postglacjalnych, związanych zarówno z okresami względnego ocieplenia klimatu, tzn. interstadiałami, jak ociepleniem holoceniowym. Wiedza na temat istnienia zmarzliny na obszarze Niżu Polskiego stanowić może w tej sytuacji istotny element rozpoznania hydrogeologicznego, jak i klimatycznego.

Warunki powstania wieloletniej zmarzliny

Najistotniejszym parametrem opisującym stan klimatu jest temperatura. Klimat ziemski podlega nieustannym zmianom, zarówno w czasie, jak i przestrzeni. Zmieniająca się pod wpływem zjawisk klimatycznych temperatura powierzchni Ziemi (w rytm zmian dobowych, sezonowych, rocznych, wiekowych czy glacialnych) wpływa w sposób znaczący na reżim termiczny Ziemi – do głębokości nawet kilku kilometrów.

Istniejąca wiedza na temat klimatu ostatnich czterech cykli glacialnych, tj. około 420 000 lat wskazuje, że był to okres zdecydowanej dominacji okresów klimatu zimnego związanego z okresami glacialnymi (Petit i in., 1999). Okresy klimatu ciepłego, tj. interglacjały były, z punktu widzenia wglębnego reżimu termicznego płytkiej litosfery Ziemi, relatywnie krótkimi epizodami w historii klimatycznej, a ich wystąpienie zostaje szybko, bo już po czasie zaledwie około 15 ka „zapomniane” przez warstwy skalne. Ich energia cieplna, która dotarła do tych warstw uległa rozproszeniu.

Sygnal termiczny docierający do głębokości kilkuset metrów, czy kilku kilometrów, jest sygnałem uśrednionym — odfiltrowanym od składowych o wysokich częstotliwościach. Zmiany te, odwzorowujące się w postaci zmian temperatury ośrodka, dokonują się z pewnym opóźnieniem wynikającym z powolnego charakteru propagacji dyfuzji termicznej w ośrodku skalnym. Konsekwencją tego zjawiska jest fakt iż sygnał o holoceniowym ociepleniu klimatu Ziemi dla ośrodka skalnego o typowych parametrach termicznych dotarł obecnie, do głębokości zaledwie około 1500–2000 metrów (rys. 1).



Rysunek 1 . Schematyczne przedstawienie wpływu ocieplenia holocenijskiego na reżim termiczny płytkiej litosfery Ziemi. GST – temperatura powierzchniowa gruntu
Figure 1. Sketch presentation of Holocene warming on subsurface thermal regime of the shallow Earth. GST – ground surface temperature

Głównym czynnikiem decydującym o możliwości tworzenia się wieloletniej zmarzliny (permafrostu) są warunki klimatyczne, w tym szczególnie długotrwałe istnienie odpowiednio niskiej temperatury powietrza. Pojawianie się ujemnych wartości temperatury pod powierzchnią Ziemi, na głębokościach rzędu kilkudziesięciu, a tym bardziej kilkuset metrów wymaga istnienia na jej powierzchni długich okresów czasu charakteryzujących się bardzo niskimi temperaturami. Obecność pokrywy lodowej w postaci np. lądolodu, znacznie utrudnia, bądź nawet uniemożliwia powstawanie takich warunków. Istotne znaczenie ma w tym procesie podpowierzchniowy reżim termiczny Ziemi uwarunkowany głównie wielkością strumienia ciepłego płynącego z jej wnętrza w kierunku powierzchni. Glacialne zmiany klimatyczne o zasięgu globalnym uwarunkowane są przede wszystkim czynnikami astronomicznymi (cykle Milankovica), jak również w nieco mniejszym zakresie czynnikami geologicznymi (konfiguracja lądów, aktywność wulkaniczna) i atmosferycznymi (skład atmosfery).

W procesie powstawania wieloletniej zmarzliny podstawowe znaczenie ma istnienie klimatu peryglacialnego, warunkującego pojawienie się tego zjawiska. Warunki te to przede wszystkim długotrwałe istnienie niskich temperatur połączonych z niewielkim opadami śniegu. Zewnętrzna granicę występowania wieloletniej zmarzliny wyznacza średnia roczna izoterma -1°C . Uważa się, że dopiero poniżej temperatury -8°C wieloletnia zmarzlina ma charakter ciągły, osiągając przy odpowiednio niskich wartościach wglębno-

strumienia ciepłego Ziemi znaczne miąższości — największe to: Alaska – 400 m, Jakucja – 600 m (Mojski, 2005).

Szczególne znaczenie tak dla współczesnego wglębnego reżimu termicznego Ziemi, jak i zagadnień paleohydrogeologicznych, ma okres ostatniego zlodowacenia, tzn. zlodowacenia Wisły (Szewczyk, 2005).

Nie tylko temperatura klimatyczna powietrza nad powierzchnią Ziemi, ale również obecność lądolodu, w tym szczególnie jego miąższość, mają istotny wpływ na reżim termiczny warstw podpowierzchniowych Ziemi. Czynniki te wpływają na zmienność głębokościową temperatury warstw podpowierzchniowych, a tym samym na warunki powstawania oraz zaniku wieloletniej zmarzliny. Przeprowadzona analiza zdarzeń klimatycznych tego okresu na obszarze Niżu Polskiego pozwala na sformułowanie następujących wniosków istotnych dla procesu powstawania zmarzliny na tym obszarze:

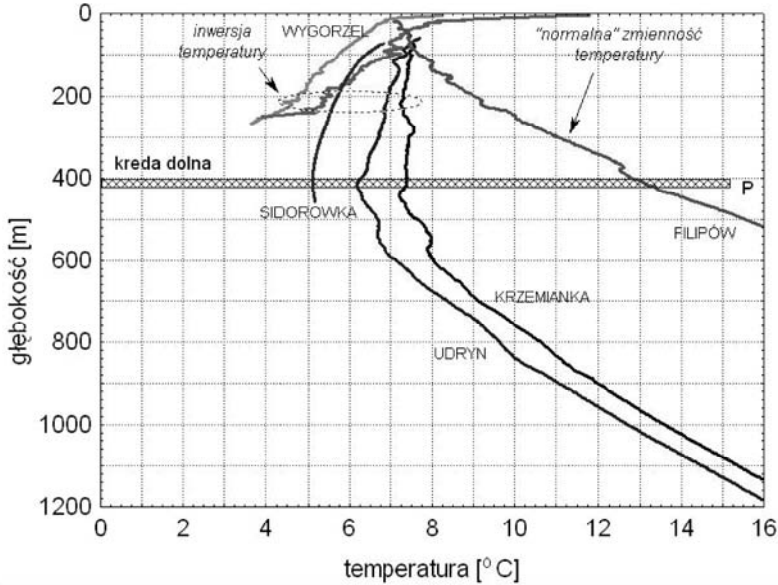
- na zdecydowanej większości obszaru Niżu Polskiego w okresie zlodowacenia Wisły występował całkowity brak pokrywy lodowej,
- miąższość lądolodu w okresie najpełniejszego jego rozwoju nie przekraczała w relatywnie krótkich interwałach czasowych 200–300 metrów.

Z rozważań tych można wyciągnąć wniosek, że bezpośrednia obecność lądolodu na obszarze Niżu Polskiego miała niewielki wpływ na reżim termiczny warstw podpowierzchniowych Ziemi. Reżim ten ukształtowany został głównie w warunkach klimatu peryglacjalnego, z okresowymi przejściami, do klimatu chłodnego odpowiadającego okresom stadialnym. Polska znajdowała się w tym okresie glacialnym na skraju obszaru zlodowaceń, odgradzona od obszarów morskich potężną czapą lodową Skandynawii oraz pokrytym lodem Atlantykiem, generalnie w strefie klimatu zimnego i suchego w dużej części w strefie peryglacjalnej.

Obecność lądolodu na obszarze Niżu Polskiego miała charakter incydentalny, praktycznie wpływ jego obecności na reżim termiczny warstw podpowierzchniowych Ziemi był bardzo niewielki. Bardzo ważnym nawet kluczowym elementem analiz paleoklimatycznych są wyniki badań anomalii geotermiczno-hydrogeochemicznej, wykrytej na obszarze Suwałskiego Masywu Anortozytowego (Majorowicz, 1976; Michalski, 1985; Šafanda i in., 2004). Pierwszym sygnałem obecności tej anomalii było stwierdzenie istnienia głębokościowej inwersji temperatur w utworach nadkładu osadowego, polegające na spadku temperatury górotworu do głębokości około 400 m, tj. stropu utworów kredy dolnej (rys. 2). Jest to, co warto podkreślić, jedyny stwierdzony dotychczas na obszarze Europy fakt występowania inwersji temperatury na tak znacznych głębokościach (Szewczyk i in., 2002a).

Niezależne istnienie anomalii hydrogeochemicznych w tej strefie uznane zostało za efekt zmian kriogenicznych wód podziemnych związanych z występowaniem w tym rejonie głębokiej wieloletniej zmarzliny (Michalski, 1985; Liszkowska, 1988). Na podstawie analiz wód z otworu Krzemianka IGH-1 określono, że zmarzlina mogła sięgać według Michalskiego do głębokości 545 metrów, tj. do utworów jury środkowej (rys. 3). Zjawisku temu towarzyszą zazwyczaj zmiany mineralizacji (składu chemicznego) i ciśnienia porowych wód podziemnych. Stopień zaawansowania tych zmian jest zróżnicowany w zależności od głębokości, wysokości temperatury czy składu chemicznego wód porowych.

Należy wyraźnie podkreślić, że nie istnieją alternatywne wyjaśnienia genezy anomalii termicznej dla obszaru masywu suwalskiego. Istnienie niezależnych hydrochemicznych obserwacji świadczących o wyraźnych przemianach kriogenicznych wód podziemnych w rejonie suwalskiego masywu anortozytowego (SMA), jest istotnym argumentem świadczącym o istnieniu na tym obszarze w przeszłości głębokiego permafrostu o miąższości bliskiej 600 metrów.

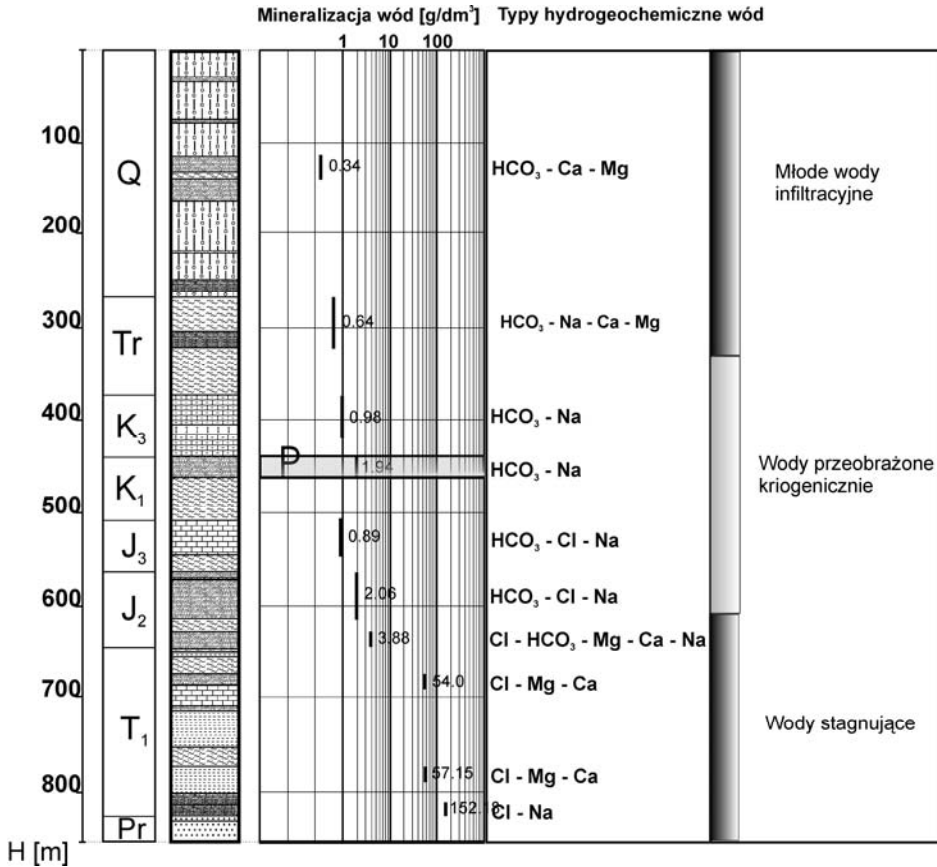


Rysunek 2. Inwersja temperatury w otworach wiertniczych na obszarze Suwalskiego Masywu Anortozytowego

Figure 2. Temperature inversion in boreholes in the SuwalikAnorhosite Massif

Prowadzone analizy doprowadziły do stwierdzenia, że czynnikami, które zadecydowały o powstaniu tak głębokiego permafrostu była zarówno **niska wartość wglębnego strumienia ciepłego** nad masywem anortozytowym (związana z bardzo niską promieniotwórczością naturalną anortozytów tworzących ten masyw), jak i bardzo wysoka porowatość utworów nadkładu osadowego (Szewczyk i in., 2003). Te lokalne uwarunkowania geologiczne związane zarówno z budową podłoża krystalicznego, jak i mięszszego i bardzo porowatego, zawadzonego nadkładu osadowego, pozwoliły na powstanie a następnie przetrwanie do czasów współczesnych informacji o warunkach klimatycznych istniejących na obszarze Europy Centralnej oraz Północnej w okresie schyłku ostatniego glacjału i początku holocenu.

Istnieją uzasadnione przesłanki, ażeby sądzić, że w centralnej części masywu anortozytowego ślady wieloletniej zmarzliny mogły zachować się w formie mniej zaburzonej ociepleniem holocenijskim, a nawet, co nie da się wykluczyć, lokalnie przetrwać do czasów współczesnych. Ta hipoteza badawcza stała się podstawą opracowania projektu badawczego wykonania otworu Udryń PIG-1, który ma zweryfikować tę koncepcję.



Rysunek 3. Profil hydrochemiczny wód podziemnych w otworze wiertniczym Krzemianka IGH-1. Pokazana została mineralizacja wód oraz ich typy hydrochemiczne
Figure 3. Hydrochemical profile of the groundwaters in Krzemianka IGH-1 well. It was shown mineralization and hydrochemical type of groudwaters

Analizując zmiany temperatury w funkcji głębokości, a za ich pośrednictwem zmiany wielkości strumienia ciepłego płynącego z wnętrza Ziemi ku jej powierzchni, można odtworzyć warunki prowadzące do powstania wieloletniej zmarzliny, w tym również obliczyć jej efektywną paleomiąższość. Opracowane zostały procedury interpretacyjne pozwalające na obliczanie zarówno paleotemperatury, jak i paleomiąższości zmarzliny. Obliczona średnia efektywna temperatura gruntu (GST) dla okresu zlodowacenia Wisły wyniosła $-7.35^{\circ}\text{C} \pm 3.86^{\circ}\text{C}$.

Sygnal termiczny o zmianach temperatury na powierzchni Ziemi dociera z pewnym opóźnieniem do różnych głębokości (im większa głębokość punktu obserwacyjnego, tym odleglejsze w czasie wydarzenia kształtują reżim termiczny). Tak więc efektywne temperatury GST obliczane np. na podstawie danych z otworów o różnych głębokościach wykazywać mogą pewne różnice, fluktuując wokół wartości średniej.

Rzeczywista miąższość permafrostu w okresie zlodowacenia Wisły, podobnie jak temperatury klimatyczne (SAT) i GST, zmieniała się w funkcji czasu. Generalnie następował prawdopodobnie powolny fluktuujący przyrost jej miąższości z maksimum w okresie LGM (przed około 18000 laty).

Wyniki modelowań geotermicznych wskazują, że ocieplenia interglacjalne (w tym również holoceni), są w historii późnego plejstocenu jedynie relatywnie krótkimi epizodami w historii klimatu Ziemi, które są szybko „zapominane” w obrębie płytkiej litosfery (Szewczyk, 2005). Wydaje się rzeczą bardzo prawdopodobną, że przez cały okres ostatniego glacjału na obszarze Niziu Polskiego występowała ciągła zmarzlina o średniej miąższości sięgającej blisko 200 metrów (wyniki uzyskiwane wspomnianymi wcześniej dwoma różnymi metodami obliczeń dają zbliżone wartości). Ocieplenie holoceni, które miało miejsce przed około 14 300 laty zapoczątkowało stopniowy zanik zmarzliny. Przetrawianie zaobserwowanych śladów (być może nawet samej) zmarzliny w rejonie SMA jest bezpośrednim dowodem na zarysowany powyżej scenariusz zdarzeń klimatycznych.

Na mapie paleomiąższości zmarzliny obserwuje się wyraźny związek z ogólnym zarysem wgłębnej budowy geologicznej oraz rozkładem gęstości strumienia cieplnego. Na platformie wschodnioeuropejskiej miąższość permafrostu na przeważającej części obszaru sięgała ponad 200 m, wyraźnie mniejsza jest jej wartość na obszarze platformy paleozoicznej w tym szczególnie na obszarze monokliny przedsudeckiej.

Wpływ zmarzliny na chemizm wód podziemnych

Występowanie wieloletniej zmarzliny o znacznej miąższości jest bardzo istotnym czynnikiem, który musi być brany pod uwagę przy analizie paleohydrogeologicznej zbiorników wód podziemnych występujących na głębokościach do kilkuset metrów. Uwzględnienie roli tego czynnika może mieć szczególne znaczenie zwłaszcza przy próbach „datowania” wód podziemnych metodą węglową w przedziale wieku 12 000–30 000 lat (Nowicki, 1999). Na obszarze Niziu Polskiego występuje dużo zbiorników wód podziemnych o znaczeniu regionalnym, zwłaszcza paleogeńskich, neogeńskich i czwartorzędowych, które podczas ostatniego zlodowacenia mogły mieć w istotny sposób zmienione warunki przepływu w wyniku występowania wieloletniej zmarzliny. Obecność zmarzliny o znacznej niekiedy miąższości w przeważającym okresie trwania tego glacjału jest nowym elementem określającym przebieg wielu procesów geologicznych. Jej obecność miała przede wszystkim niewątpliwie znaczny wpływ na warunki hydrogeologiczne, w tym na współczesny reżim hydrodynamiczny i chemiczny wód podziemnych występujących w strukturach o charakterze regionalnym. Obecny skład chemiczny wód podziemnych nie tylko na obszarze Niziu Polskiego uwarunkowany był w sposób istotny tym czynnikiem.

Pojawienie się wieloletniej zmarzliny musiało wpłynąć na możliwość infiltracji wód opadowych, jak i wód postglacjalnych związanych z okresami względnego ocieplenia klimatu tzn. interstadiałami, jak ociepleniem holoceni.

Podobnie jak w odniesieniu do zagadnień związanych z poznaniem wpływu zmian glacialnych na reżim termiczny płytkiej litosfery Ziemi, dane hydrogeologiczne z obszaru Suwalskiego Masywu Anortozytowego (SMA), są ważnym dowodem w zakresie wyjaś-

nienia hydrogeologicznych aspektów przemian kriogenicznych wód podziemnych towarzyszących powstaniu permafrostu na obszarze Polski.

Michalski (1985) na podstawie analizy wyników fizykochemicznych próbek wody pobranych w otworze obserwacyjnym Krzemianka IGH-1 z poszczególnych horyzontów hydrogeologicznych w profilu pionowym, stwierdził inwersję mineralizacji oraz temperatury wód podziemnych. Na podstawie tych danych autor postawił tezę, że zaobserwowana anomalia hydrochemiczna jest efektem istniejącej na tym obszarze w okresie ostatniego glaciału głębokiej wieloletniej zmarzliny o pierwotnej miąższości przekraczającej 550 metrów. Późniejsze badania o podobnym charakterze wykonane w stacji hydrogeologicznej Sidorówka w odniesieniu do większości poziomów wodonośnych badanych wcześniej w otworze Krzemianka IGH-1 potwierdziły słuszność hipotezy Michalskiego (Szewczyk i in., 2003).

Wody podziemne zostały ukształtowane przez wielokrotne cykliczne glacialne procesy klimatyczne. Kolejny glaciał „wkraczał” na obszar, na którym skład chemiczny wód podziemnych ukształtowany został przez wcześniejsze przeobrażenia kriogeniczne. Zjawisko to może utrudnić ilościowe modelowanie hydrogeochemiczne w odniesieniu do tych wód.

Również obserwacje Nowickiego (2001) związane ze stwierdzonymi przez niego dowodami izotopowymi na przerwanie infiltracji wód do zbiornika oligoceńskiego na obszarze niecki mazowieckiej są ważnym pośrednim dowodem na istnienie ciągłego permafrostu w okresie zlodowacenia wisły. Wyniki analiz m.in. izotopów tlenu i oznaczenia C¹⁴ przeprowadzonych dla obszaru niecki mazowieckiej wykazały brak wskaźników infiltracji wód charakterystycznych dla okresu glacialnego. Istnienie głębokiego permafrostu musiało zahamować procesy infiltracji wód powierzchniowych czy post glacialnych do systemu wód podziemnych (Nowicki, 1999).

Wnioski

Obecność zmarzliny o znacznej sięgającej średnio blisko 200 metrów miąższości istniejącej na obszarze Niżu Polskiego, jak się wydaje — w przeważającym okresie trwania tego glaciału, jest nowym elementem określającym przebieg wielu procesów geologicznych. Miąższość zmarzliny ulegała w okresie zlodowacenia Wisły fluktuacjom odpowiadającym zmianom klimatycznym tego okresu (stadiały-interstadiały). Obecność zmarzliny miała przede wszystkim niewątpliwie duży wpływ na warunki hydrogeologiczne, w tym na współczesny reżim hydrodynamiczny i skład chemiczny wód podziemnych występujących w strukturach o charakterze regionalnym. Obecny skład chemiczny części tych wód został niewątpliwie ukształtowany przez procesy przemian kriogenicznych, które towarzyszyły procesowi powstania a następnie zaniku permafrostu.

Literatura

- Liszkowski E., 1988: *O wodach kriogenicznie zmetamorfizowanych Polski NE*. Mat IV Ogólnopol. Symp. „Aktual. Probl. Hydrogeologii”. Gdańsk, cz. II, str. 81–91.
- Majorowicz J.A., 1976: *Parametry geotermiczne rejonu Krzemianki i Udrynia na tle ziemskiego pola cieplnego NE Polski*. Prz. Geol., 1976: str. 607-613.

- Michalski T., 1985: *O genezie anomalii chemicznych w wodach podziemnych NE Polski*. Mat. III Ogólnopol. Symp. „Aktual. Probl. Hydrogeologii”. Kraków–Karniowice, Wyd. AGH., str. 505 – 511.
- Mojski J.E., 2005: *Ziemia polskie w czwartorzędzie, zarys morfogenezy*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Nowicki Z., 1999: *Skład izotopów trwałych wód infiltrujących w późnym plejstocenie i holocenie na obszarze Polski Centralnej*. Ogólnopol. Symp. „Współczesne Problemy Hydrogeologii”, t IX. Warszawa-Kielce, s. 259-266.
- Nowicki Z., 2001: „*Wiek*” wód podziemnych występujących w utworach oligocenu we wschodniej i południowej części niecki mazowieckiej na podstawie oznaczeń izotopów węgla i chloru. Raport z projektu badawczego KBN nr rejestracyjny 9 T12B 041 18. Arch. KBN. Warszawa.
- Nowicki Z., Szewczyk J., 2003: *Ocena miąższości wiecznej zmarzliny na podstawie danych geotermicznych jako element analizy paleohydrogeologicznej*. [W:] Materiały Sympozjum. Gdańsk.
- Petit J.R. i in., 1999: *Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica*, Nature, **399**, 429 – 436.
- Šafanda J., Szewczyk J., Majorowicz J., 2004: *Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet*. Geophysical Research Letters, **31**, LO7211, 1-4.
- Szewczyk J., 2002: *Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim*. Prz. Geol. **50**, 11, 1109 – 1113.
- Szewczyk J., Majorowicz J., Šafanda J., Gidziński T., 2002b: *Anomalia geotermiczna rejonu Krzemianka-Udryń – efekt zmian klimatycznych okresu plejstocen-holocen (permafrost?)*. Posiedzenia Naukowe PIG, nr 59, s: 19-21.
- Szewczyk J., Gidziński T., Gientka D., 2003: *Anomalia geotermiczno-hydrogeochemiczna rejonu Krzemianka-Udryń – efekt istnienia wiecznej zmarzliny*. Sesja Naukowa „Współczesne Problemy Hydrogeologii”. Gdańsk, s. 227-236.
- Szewczyk J., 2005: *Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę podpowierzchniową Ziemi*. Prz. Geol. **53**, 1 77-86.