

UWAGI O ROZWOJU ROWU KLESZCZOWA NA TLE WYBRANYCH ELEMENTÓW PALEOHYDROGEOLOGII REGIONU

UKD 551.243.12''71''(438-35 piotrkowskie, Kleszczów):[551.243+551.334.2+551.345+551.44

Określenie udziału wód podziemnych w przebiegu procesów neotektonicznych jest bardzo trudne. Nie ma wątpliwości, że wody różnego pochodzenia wypełniające wolne przestrzenie skalne do znacznych głębokości reagowały na zmiany naprężeń w skorupie ziemskiej przede wszystkim wzrostem lub spadkiem ciśnienia wywołującym ich przepływ. Skutki tego ruchu były zależne od budowy geologicznej.

Spróbujmy prześledzić zachowanie się wód podziemnych w regionie Bełchatowa w przełomowych momentach historii geologicznej, począwszy od nasuwania się płaszczwin karpaccich na swoje północne przedpole.

HYDROGEOLOGICZNE SKUTKI FAŁDOWAŃ KARPACKICH

Nasuwające się Karpaty nie tylko spowodowały uformowanie się zapadliska i ogólne obniżenie strefy metakarpacciej oraz powstanie wielu dyslokacji, ale także były przyczyną wzrostu ciśnienia wód podziemnych we wszystkich horyzontach wodonośnych w podłożu obniżających się pod obciążeniem obszarów. W wyniku nierównomiernego wzrostu ciśnienia zależnego zarówno od odległości od Karpat, jak i wytrzymałości skał na ściskanie, powstawały warunki do intensywnego ruchu nawet tych wód, które występowały na dużych głębokościach i nie brały udziału w cyklu hydrologicznym.

Ruch ten odbywał się ku górze, gdzie panowały mniejsze ciśnienia oraz poziomo, zgodnie z położeniem warstw. Warstwy ilaste o niewielkiej miąższości nie stanowiły istotnych przeszkód przy pionowym ruchu wód, choć wpływały na ich chemizm zgodnie ze swoim „membranowym” charakterem (14, 10). Ważnymi drogami pionowego ruchu wód były strefy uskokowe. W strefach tych istniały warunki ułatwiające przemieszczanie się ku górze wód bez większych zmian w składzie chemicznym. Im głębiej sięgała strefa uskokowa, tym niżej leżące horyzonty wodonośne były drenowane.

W dolnych partiach osadów permsko-mezozoicznego piętra strukturalnego w rejonie Bełchatowa stwierdzono występowanie przejawów ropy naftowej i gazu ziemnego, zawierającego m.in. dwutlenek węgla i siarkowodor (Mat. arch. IG). Można przypuszczać, że w przeszłości geologicznej składniki te występowały pospoliciej w osadach permu i triasu. Towarzyszące węglowododom wody złożowe są na ogół bardzo zmineralizowane. Wyniki współczesnych badań wód w osadach permu i triasu wskazują, że mają one wysokie temperatury, są silnie zmineralizowane i zawierają znaczne ilości chlorku sodu (Mat. arch. IG). Obecnie strop wód o mineralizacji 20 g/dm³ znajduje się na głębokości około 1500 m (27).

W trzeciorzędzie wody zawierające agresywne składniki pobierane z rozhermetyzowanych, w wyniku ruchów tektonicznych, pułapek, płynące szczelinami pod znacznym ciśnieniem (miejscami przekraczającym być może ciśnienie litostatyczne) miały możliwość rozpuszczania wszystkich skał, a szczególnie: węglanowych, siarczanowych i chlorko-

wych. Należy podkreślić, że aktywnymi katalizatorami były sole kwasu solnego i siarkowego, jak: NaCl, Na₂SO₄ i inne (15).

Rozpuszczane więc były głównie sole, wapienie i dolomity cechsztynu, wapienie, dolomity, gipsy, anhidryty pstrego piaskowca i wapienia muszlowego, dolomity żyłone kajpru, wapienie malmu oraz wapienie, margle i opoki kredy. Proces krasu mógł też rozwijać się, choć w mniejszym stopniu w piaskowcach o lepiszczu wapiennym i ilasto-dolomitycznym pstrego piaskowca i kajpru oraz łowcach dolomitycznych i piaskowcach o spoiwie węglanowym retyku. Nie można wykluczyć rozpuszczania również dolomitów i wapieni dewonu oraz piaskowców o spoiwie kalcytowo-ilastym karbonu, występujących według K. Mrozka (24) pod permem.

Wody miały możliwość ruchu w wymienionych wyżej osadach oraz w licznych utworach piaszczystych od dewonu do kredy. Warstwy ilaste i mulaste, będące ogólnie wodoszczelnymi, w strefach przyuskokowych mogły być rozmywane. Miejscami predestynowane do wypływu wód były rejony, gdzie uskoki sięgały najgłębiej a warstwy podjurskie wychodziły najpłycej, gdyż tu opory hydrauliczne zostały pokonane w pierwszej kolejności. Warunek ten był spełniony w jądrach antyklin łękińskiej i sulmierzyckiej, gdzie wodoszczelne osady liasu i doggeru zostały wysoko podniesione i częściowo zniszczone.

Jest wielce prawdopodobne, że w wyborze miejsc przebiecia dużą rolę odegrały spękania i zluźnienia wywołane siłami rozciągającymi, związanymi ze wzrostem poduszek solnych i rozwojem antyklin zgodnie z koncepcją L. Kossowskiego (16). W wyniku wymuszonego ruchu wód powstawały więc wzdłuż sieci uskoków systemy i piętra jaskiń krasowych oddzielone w pionie kilkusetmetrowymi kompleksami skał, nie podlegających rozpuszczaniu. Czas ich istnienia określała wytrzymałość skał i stopień ich spękania oraz ciśnienie wstępujących wód, podtrzymujących stropy jaskiń. W miejsca zluźnienia skał, szczególnie silnego na przecięciach uskoków sięgających cechsztynu, były wciskane sole.

Wody wypływające z osadów podjurskich nie w każdych warunkach docierały do powierzchni terenu. Przy dużej wodoprzepuszczalności osadów górnopodjurskich i kredowych, mogły one w nie infiltrować uruchamiając dodatkowo inny, płytszy, cykl krasowy związany z konwekcją, zgodnie ze schematem przedstawionym przez J. Rudnickiego (26).

Zmiany prędkości i kierunku ruchu strefy metakarpacciej także zaznaczały się w ciśnieniach wód podziemnych. Przy ruchach podnoszących ciśnienie malało i mógł ulec zmianie kierunek ruchu wód. W tym przypadku szczelinami tektonicznymi i formami krasowymi wody wnikały w głąb. Razem z wodami wnikał prawdopodobnie piasek osadzony nad przewodami. W ten sposób powstawały warunki do rozwoju w rowie polja, o którym pisał A.J. Nowicki (25). W przedstawionym przeze mnie schemacie zmiany warunków w sedymentacji dolnej serii piasków mioceńskich w obrębie rowu wywołane były nie tylko

zapełnieniem materiałem kanałów odprowadzających (25), lecz przede wszystkim zmianą kierunku ruchu bloków litosfery. Przy wielokrotnych zmianach kierunku tego ruchu (12) głęboki kras miał możliwość intensywnego rozwoju, ułatwiając przemieszczanie i pochylenie się bloków w procesie rozwoju rowu tektonicznego i prowadząc do jego poszerzenia. Można sądzić, że opisana przez J. Głazka i T. Zapaśnika (13) rotacja bloków południowej skarpy wkopu otwierającego oraz zmienność w nich biegów i upadów warstw w znacznym stopniu jest spowodowana powolnym obniżaniem się lub zapadaniem stropów bardzo głęboko położonych form krasowych.

Przy zasilaniu z powierzchni kras rozwijał się szczególnie szybko w rejonach, gdzie wcześniej zdążyła się już osadzić substancja organiczna. Powstający bowiem w procesie jej rozkładu dwutlenek węgla w sposób istotny ułatwiał rozpuszczanie skał węglanowych.

Sedymentacja osadów trzeciorzędowych w rowie zmieniła warunki krążenia wód podziemnych. Małe wartości współczynnika filtracji tych osadów spowodowały, że wody zarówno w kierunku pionowym, jak i poziomym płynęły w przykrawędziowej części złoża węgla brunatnych, głównie w obrębie lepiej przepuszczalnych wapieni malmu. One więc głównie podlegały krasowieniu wzdłuż północnego zbocza rowu i to zarówno w strefie wychodni, jak i pod przykryciem kredowym.

Jest wielce prawdopodobne, że częściowe zapadnięcie się ciągu form krasowych nastąpiło w trakcie ruchów tektonicznych datowanych na interglacjal kromerski (3). Przedstawiony tok rozumowania potwierdza koncepcję współdziałania sił wewnętrznych i krasu przy powstawaniu obniżenia grzymalińskiego (4), choć zdaniem autora czynnik krasowy był ważniejszy. Częściowe rozwiązanie tego problemu powinno nastąpić po dotarciu wykopu do kontaktu piasków doliny grzymalińskiej ze złożem węgla. Późniejsza historia rowu była dalszym ciągiem starszej, lecz decydujący wpływ na ruch wód podziemnych miały już inne siły.

ŁĄDOŁODY A RUCH WÓD PODZIEMNYCH

Dalekie wkroczenie łądołodów na południe nie tylko nie zahamowało głębokiej wymiany wód podziemnych, ale nawet ją zintensyfikowało, gdyż kilkakrotnie w ciągu stosunkowo krótkiego czasu doszło do obciążenia nimi dużych obszarów. Wpływ tych obciążeń sięgał bardzo głęboko, praktycznie do atmosfery (18). Ich skutkiem były nie tylko konsolidacja i zagęszczenie osadów występujących w podłożu łądołodów, ale także regionalne pionowe odkształcenie litosfery, wybiegające kilkadziesiąt, a być może i kilkaset kilometrów przed ich czoła (1) i ruch wód podziemnych. W trakcie transgresji łądołodów wyciskane wody płynęły przed ich czołami ogólnie ku południowi, przesączając się ku górze przez warstwy słabo przepuszczalne i wypływając strefami uskokowymi. Należy sądzić, że wody w rejonie rowu Kleszczowa były już mniej zmineralizowane i agresywne niż w trzeciorzędzie, gdyż część ich uległa wymianie a większość gazów się ulotniła.

Wody wyciskane przez zbliżający się łądołód południowopolski przejmowane były przede wszystkim przez osady sypkie obniżenia grzymalińskiego o dużej przepuszczalności, w wyniku czego skały węglanowe w jego bezpośrednim podłożu i sąsiedztwie dalej ulegały silnemu krasowieniu. Można przypuszczać, że wśród wyciskanych znaczną część stanowiły wody z osadów jurajskich, których miąższość rośnie na północ od rowu Kleszczowa. Przykrycie ich przez słabo przepuszczalne osady dolnej kredy umożli-

wiało daleką wędrówkę. Być może obecność wieloletniej marzłoci powodowała przepływ wód podmarzłociowych na południe również w osadach górnokredowych. W tym przypadku dodatnia anomalia geotermiczna w obrębie rowu, zgodnie z koncepcją autora (22), ułatwiała wypływy wód na powierzchnię.

Obciążenie łądołodem osadów serii grzymalińskiej spowodowało zapadnięcie się w jej podłożu form krasowych i lokalne obniżenie tych utworów. W miejscach, gdzie osady piaszczyste tej serii leżały na trzeciorzędowych utworach mulastych lub organicznych o mniejszej wytrzymałości były w nie wciskane powodując m.in. ich fałdowanie. Brak jest obecnie dowodów potwierdzających przedstawioną koncepcję. Jej ocena będzie możliwa dopiero po dotarciu wykopu do kontaktu serii grzymalińskiej z osadami otaczającymi i podścielającymi. Powstałe obniżenia wypełnił lód wraz z niesionym materiałem. Przy znacznym obniżeniu podłoża łądołodu mogło dojść do ścięcia lodu w poziomie terenu i nad bryły martwego lodu wypełniające obniżenia wkroczył nowy lód transportując kolejną porcję materiału. Przy kilku piętach form krasowych i wzrastającej miąższości lodu dochodziło do zapadania się stropów coraz niżej położonych jaskiń. W wyniku tych zjawisk mogła osadzać się w różnych miejscach rowu Kleszczowa zmienna liczba warstw glin zwałowych tego samego wieku, często zaburzonych w procesie wytapiania lodów. Dodatnia anomalia geotermiczna w obrębie rowu przyspieszała topnienie lodów zarówno w czasie transgresji, jak i zaniku, sprzyjając działalności wód subglacjalnych i sedymentacji osadów zastoiskowych. O takich warunkach sedymentacji świadczy zazębienie się dennych partii glin zwałowych zlodowacenia południowopolskiego i ilów warwowych (4). Pomimo tych osadów po wytopieniu się brył lodu kopalnego rów Kleszczowa stanowił prawdopodobnie formę ujemną w rzeźbie.

Przy odprężaniu skorupy ziemskiej w trakcie i po zaniku łądołodu kierunek ruchu wód podziemnych zmienił się, gdyż zwiększała się porowatość i malało ciśnienie wód w głębszych poziomach. Wnikające w głąb wody dalej rozpuszczały skały. Podobny przebieg miały procesy wywołane transgresją i zanikiem łądołodu środkowopolskiego.

Można przypuszczać, że transgresja łądołodu północnopolskiego nie wpłynęła w sposób istotny na przyspieszenie wymiany wód podziemnych w omawianym rejonie. Są podstawy do przypuszczenia, że ich ruch mógłby ulec zwolnieniu, gdyby nie zjawiska związane z powstaniem i zanikiem wieloletniej marzłoci. Rejon rowu znalazł się bowiem w granicach strefy peryglacjalnej tego zlodowacenia (21).

WPLYW ROZWOJU I ZANIKU WIELOLETNIEJ MARZŁOCI NA RUCH WÓD PODZIEMNYCH

Wobec zamarzania wody pierwszego poziomu roste ciśnienie spowodowane zmianami objętości przy jej przechodzeniu w ciało stałe i osiągało duże wartości mimo braku zasilania, spowodowanego obecnością wieloletniej marzłoci. W wyniku wzrostu ciśnienia mogło mieć miejsce zasilanie poziomu głębszego oraz wymuszenia ruchu wody w obrębie poziomów, niezależnie od położenia obszarów infiltracji. Podobne procesy zachodziły w warstwach głębszych. Natężenie ich malało z głębokością.

Brak jest dotychczas metodyki ścisłej oceny miąższości wieloletniej marzłoci w dowolnym punkcie obszaru Polski. Według niektórych przesłanek miąższość jej w rejonie Suwałk w czasie ostatniego zlodowacenia mogła osiągnąć około 600 m (23). W świetle tej wartości miąższość marzłoci

w rejonie Bełchatowa można szacować na około 200 m. Przyjmując połowę objętości marzłoci na warstwy wodonośne i ośmioprocentowy wzrost objętości w stosunku do wody, z każdego kilometra kwadratowego powierzchni wypłynęło około 2 000 000 m³ wody.

Przy ogólnym kierunku rozwoju marzłoci od północy, wody podziemne przepływały ku południowi. Miejscami drenażu były obszary poza zasięgiem wieloletniej marzłoci oraz taliki w jej obrębie. Te ostatnie rozwinęły się prawdopodobnie w rejonach stref uskokowych a szczególnie rowów tektonicznych wypełnionych mięszszymi osadami organicznymi, gdyż tu marzłoc miała najmniejszą mięszszość lub nie było jej wcale (22). Badacze Syberii podkreślają duże znaczenie zaburzeń tektonicznych w rozwoju talików (28, 11).

Degradacja marzłoci, szczególnie w rejonach o stosunkowo dużych wartościach gęstości strumienia ciepłego, jakie stwierdzono w rejonie Bełchatowa (19) zachodziła w znacznej mierze od dołu. To powodowało zmniejszenie ciśnienia wód podmarzłociowych i infiltrację w obrębie rowu Kleszczowa w głąb wód z powierzchni, głównie strefami talików, co sprzyjało suffozji.

Tak więc w czasie zlodowacenia północnopolskiego głęboki kras mógł się dalej rozwijać, choć oczywiście nie w takiej skali jak w starszych glacialach. Skutkiem suffozji oraz rozwoju i zapadania form krasowych mogły być ruchy obniżające powierzchni terenu, głównie w szczególnie uprzywilejowanych miejscach przepływu wód podziemnych. Można przypuszczać, że w holocenie te drogi krążenia były nadal aktywne, co pociągnęło za sobą dalsze ruchy obniżające, dziś czytelne dzięki wzmożonej sedymentacji.

Niezależnie od skutków wymuszonego przepływu wód, przez cały czas rozwoju rowu Kleszczowa, a szczególnie w interglacialach zachodziły procesy krasowe związane z normalną cyrkulacją wód podziemnych określoną położeniem stref zasilania i drenażu, omówione przez J. Głazka i A. Szykiewicza (12). Dodatkowo, poza przyczynami tektonicznymi i krasowymi, źródłami obniżania się powierzchni rowu, szczególnie nad złożami węgla brunatnego, były procesy diagenety osadów a w czasie zlodowaceń konsolidacja kompleksu kenozoicznego pod obciążeniem lądolodu (7).

UWAGI

Przedstawiona koncepcja udziału wód podziemnych w rozwoju rowu Kleszczowa nie jest sprzeczna z poglądami o znacznej roli czynnika tektonicznego w jego rozwoju (5, 6, 3, 4, 8, 9, 24) a jedynie ją rozszerza o elementy wymuszonego ruchu wód i jego skutki.

U podstaw tej teorii leży założenie, że zmiany naprężeń skorupy ziemskiej spowodowane czynnikami wewnętrznymi, obciążeniami i odciążeniami przez lądolody oraz rozwój i zanik wieloletniej marzłoci powodowały zmiany ciśnienia i przepływ wód podziemnych. Tak więc, efekty tego ruchu w obrębie rowu Kleszczowa powinny wystąpić niezależnie od tektonicznych przyczyn obniżania się dna tej struktury. O wpływie ruchów pionowych na położenie zwierciadła wód podziemnych na obszarze Polski wypowiedziało się już wielu badaczy (17, 20, 2).

Pojawia się pytanie, czy wody mogły spowodować powstanie tak znacznych zjawisk krasowych na długości kilkudziesięciu kilometrów? Wydaje się to możliwe przy hydrogeologicznych predyspozycjach, które w tekście przedstawiono. Rejon rowu był bowiem miejscem drenażu wód (częściowo agresywnych) z wielu warstw o powierzchni setek a może i tysięcy kilometrów kwadratowych.

W tej sytuacji sumaryczne osiadanie powierzchni terenu w wyniku zapadania się licznych pięter krasowych mogło spowodować powstanie struktur podobnych do rowów tektonicznych a długotrwałe oddziaływanie i wzrost sił ścinających, działających na stropy pustek krasowych doprowadził do powstania uskoków. Na dominację czynnika krasowego w rozwoju rowu wskazuje olbrzymie zróżnicowanie amplitudy zrzutów, szczególnie poprzecznych do osi całej struktury oraz obecność w sąsiedztwie formy głównej, krótkich i drobnych struktur typu rowów powstałych prawdopodobnie jak rów Kleszczowa. Ich rozmieszczenie wynika z dróg ruchu wód podziemnych.

Odróżnienie rowów z dominacją czynnika tektonicznego od rowów z przewagą czynnika krasowego jest bardzo trudne, szczególnie przy pomocy metod wiertniczych. Podstawą do identyfikacji struktur drugiego typu może być ogólne zmniejszenie w rowach mięszszości poziomów łatwo rozpuszczalnych, a przede wszystkim skał węglanowych i siarczanowych oraz malejąca wraz z głębokością amplituda zrzutów. Badania pod tym kątem nie były dotychczas prowadzone ze względu na brak w obrębie rowu Kleszczowa otworów wiertniczych o dostatecznie dużej głębokości. Jest wielką niewiadomą w jakim stopniu ewentualne zmniejszenie objętości halitu w wyniku wypłukiwania wpłynęło na zmiany stanu naprężeń w skałach nadległych i zachowanie się powierzchni terenu w sąsiedztwie miejsc wypływu wód.

WNIOSKI

1. Analiza zjawisk wywołanych zmiennym ciśnieniem i ruchem głębokich zbiorowisk wód podziemnych o podwyższonej temperaturze, często agresywnych, pozwala przypuszczać, że przy obecności skał stosunkowo łatwo rozpuszczalnych, w trakcie rozwoju rowu Kleszczowa przebiegały procesy krasowe na olbrzymią skalę. W plejstocenie źródłem naprężeń były głównie zmienne w czasie obciążenia lądolodem.

2. Plejstoceńskie głębokie procesy krasowe szczególnie intensywnie przebiegały w czasie zlodowaceń.

3. Obciążenie lądolodem, w obrębie rowu, osadów o różnej wytrzymałości na ściskanie powodowało ich zróżnicowane przemieszczanie się w głąb, co pociągało za sobą wyciskanie i fałdowanie utworów słabszych.

4. Obciążenie lądolodem stropów form krasowych było przyczyną ich zapadania. W związku z tym brak jest pewności, czy każdy poziom glin zwałowych w obrębie rowu rzeczywiście reprezentuje osobne nasunięcie lądolodu. Może to tłumaczyć zwiększenie mięszszości glin zwałowych w obrębie rowu w stosunku do obszaru otaczającego.

5. Przyczyną ruchu wód podziemnych i związanego z tym rozwoju krasu w czasie zlodowacenia północnopolskiego było powstanie i zanik wieloletniej marzłoci.

6. W świetle przedstawionej koncepcji nie można wykluczyć uruchomienia wód z głębokich horyzontów wodonośnych oraz przyspieszenie dalszego rozwoju krasu w różnych poziomach jako skutku obniżania pompowaniem ciśnienia wód podziemnych w rejonie rowu. Towarzyszyć temu będzie lokalna zmiana naprężeń górotworu.

LITERATURA

1. Artjużkow E.W. — Geodinamika. Wyd. Nauka. Moskwa 1979.
2. Badura J., Wojtkowiak A. — Zastosowanie metody hydrogeologicznej do określania wielkości współczesnych ruchów skorupy ziemskiej na Dolnym Śląsku. Referat na III Krajowym Sympozjum „Współ-

- czesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce" Wrocław, 23–26.09.1981 r.
3. Baraniecka M.D. – Staroczwartorzędowe rowy tektoniczne i ich osady. *Kwart. Geol.* 1971 nr 2.
 4. Baraniecka M.D., Sarnacka Z. – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.* 1971 nr 254.
 5. Biernat S. – Problemy tektoniki i morfologii stropu mezozoiku między Belchatowem a Działoszynem. *Kwart. Geol.* 1968 nr 2.
 6. Biernat S. – Budowa geologiczna i ukształtowanie podłoża kenozoiku w rejonie Belchatowa. *Biul. Inst. Geol.* 1971 nr 254.
 7. Brodzikowski K., Gotowała R., Hałuszczak A. – Kompleksy osadowe odsłoniętej części nadkładu czwartorzędowego. *Mat. Konferencji Terenowej. [W:] Przewodnik 52 Zjazdu PTG.* Wyd. Geol. 1980.
 8. Ciuk E. – Geologiczne podstawy realizacji inwestycji belchatowskiej. *Symposium nt. Belchatowskie Zagłębienie Węglowe. Łódź 14–15 kwietnia, 1975.*
 9. Ciuk E. – Tektonika rowu Kleszczowa i jej wpływ na warunki powstania złoża węgla brunatnego. *Przewodnik 52 Zjazdu PTG. Belchatów 11–14 września.* Wyd. Geol. 1980.
 10. Dowgiałło J. – Geneza wód zmineralizowanych w mezozoiku Polski Północnej. *Biul. Geol. Wyd. Geol. UW* 1971, t. 13.
 11. Fotiew S.F. – *Gidrogeotermicheskie osobienosti kriogiennoj oblasti SSSR.* Wyd. Nauka. Moskwa 1978.
 12. Głazek J., Szykiewicz A. – Kras między Pilicą a Wartą i jego praktyczne znaczenie. *[W:] Przewodnik 52 Zjazdu PTG.* Wyd. Geol. 1980.
 13. Głazek J., Zapaśnik T. – Uwagi o tektonice rowu Kleszczowa. *Prz. Geol.* 1980 nr 7.
 14. Karcew A.A., Wagin S.B., Baskow E. A. – *Paleohidrogeologija.* Nedra, Moskwa 1969.
 15. Kiknadze T.Z. – *Gieologija, gidrogeologija i aktiwnost' izwestniakogo karsta.* Mecniereba, Tbilisi 1979.
 16. Kossowski L. – Budowa geologiczna złoża węgla brunatnego Belchatów ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki podłoża. *Górn. Odkrywk.* 1974 nr 10–11.
 17. Liszkowski J. – Wpływ pionowych ruchów skorupy ziemskiej na kształtowanie się warunków hydrogeologicznych. *[W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. 1. Materiały I Krajowego Sympozjum.* Wyd. Geol. 1975.
 18. Liszkowski J. – Wpływ obciążenia lądolodem na plejstocенską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski. *Ibidem.*
 19. Majorowicz J. – Analiza pola geotermicznego Polski na tle Europy ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień tektonofizycznych i hydrogeotermalnych. *Prz. Geol.* 1977 nr 3.
 20. Malinowski J. – Wpływ neotektoniki na zmiany stosunków hydrogeologicznych Roztocza. *Kwart. Geol.* 1977 nr 1.
 21. Maruszczak H. – Przebieg zjawisk w strefie peryglacjalnej w okresie ostatniego zlodowacenia. *[W:] Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce.* PWN 1968.
 22. Michalski T. – Mechanizm powstawania niektórych zaburzeń glaciektonicznych. *Biul. Inst. Geol.* 1979 nr 317.
 23. Michalski T. – Wpływ plejstocенskiej historii geologicznej na skład chemiczny wód podziemnych północno-wschodniej Polski w aspekcie ich racjonalnego wykorzystania. *Referat na Konferencji Naukowo-Technicznej pt. Podstawy hydrologiczne racjonalnego gospodarowania wodą w makroregionie północno-wschodnim.* NOT, SiTWiM, Oddział w Białymstoku, Zakład Gospodarki Wodnej SGGW-AR w Warszawie. 1981.
 24. Mrozek K. – Budowa geologiczna struktur głębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. *Wyd. Geol.* 1975.
 25. Nowicki A.J. – Litologiczno-stratygraficzny profil osadów trzeciorzędowych w rejonie Belchatowa. *Biul. Inst. Geol.* 1971 nr 254.
 26. Rudnicki J. – Rola konwekcji w kształtowaniu podziemnych form krasowych. *[W:] Kras i speleologia T. 2 (IX).* Prace Uniw. Śląskiego. 1978.
 27. Turek S. – Warunki hydrogeochemiczne na obszarze objętym wpływem odwodnienia złóż węgla brunatnych w rejonie belchatowskim. *Prz. Geol.* 1980 nr 7.
 28. Welmina N.A. – *Osobienosti gidrogeologii mierzlotnoj zony litosfiery.* Nedra. Moskwa 1970.

SUMMARY

The analysis of paleohydrogeological conditions in the Kleszczów trough area made it possible to put forward a hypothesis of development of the trough at the background of reasons and results of groundwater movement, forced by various agents and independent of location of recharge zones. This hypothesis is based on the assumption that groundwaters were reacting to changes of stress conditions in the Earth crust by increase or decrease of pressures responsible for their movement.

The above mentioned stresses were originating in result of overthrusting of the Carpathians, vertical movements of the Earth crust in area of the Kleszczów trough, icesheet load varying in time, and origin and disappearance of permafrost. Movement of waters was taking place in all the aquifer systems, in accordance with stratification. Fault zones acted as the privileged zones of drainage here. Waters moving upwards by these zones were dissolving chlorine, sulfate and carbonate rocks, the total thickness of which in the Permo-Mesozoic cover in this region equals about 1,500 m. The processes of dissolving were here facilitated by the presence of salts of chloric and sulfuric acids: NaCl, Na₂SO₄ and others. The studied region is situated in southern, peripheral part of the area of distribution of the Zechstein salinary formation. Moreover, CO₂ and H₂S occurring in gas found in Mesozoic rocks, make the waters strongly aggressive. All these factors were facilitating intense development of karst phenomena at various depths. Prolonged action of intense shearing movements on top parts of karst forms, leading to their collapse and accompanying origin of faults and structures resembling tectonic troughs.

The collapse of roof parts of karst forms was also due to loading by icesheet. The resulting depressions became subsequently infilled with ice and ice-transported material. After shearing-off the ice at the terrain surface level, a new ice with transported moraine material appeared above dead ice blocks. Collapse of deeper and deeper seated karst forms was followed by deposition of a few till horizons of the same age in the trough.

It follows that subsidence of floor in the Kleszczów trough was due to both tectonic factors and prolonged, forced movement of groundwaters, independently of the effects of their flow, determined by location of recharge-discharge zones.

РЕЗЮМЕ

Анализ палеогеогеологических условий позволил автору представить концепцию развития впадины Клещёва на фоне причин и последствий принужденного разными факторами движения подземных вод, независимого от положения зон питания. В основании этой концепции находится предпосылка, что подземные воды реагировали на изменения напряжений в земной коре увеличением или уменьшением давлений, вызывающим их течение.

Источниками напряжений были: надвигающиеся Карпаты, вертикальное движение земной коры в районе впадины Клещёва, изменяющиеся во времени нагрузки материковым льдом, а также возникновение и исчезание многолетней мерзлоты. Движение воды происходило во всех водоносных горизонтах согласно положению воды происходило во всех водоносных горизонтах согласно положению пластов. Местом их особенно хлоридные, сульфатные и карбонатные породы,

которых общая мощность в пермо-мезозое этого района равна около 1500 м. Катализаторами в процессе растворения карбонатных пород были соли соляной и сернистой кислот NaCl , Na_2SO_4 и другие.

Описываемый район расположен в южной, прибрежной части цехштейновой соленосной формации. Кроме того в мезозойских осадках был обнаружен природный газ содержащий CO_2 и H_2S , которые делают воды сильно агрессивными. Всё это сделало возможным интенсивное развитие карста на разных глубинах. Продолжительное действие срезывающих сил на кровли карстовых форм вызвало их проваливание с образованием сбросов и структур похожих на тектонические впадины.

Нагрузка кровли карстовых форм материковым льдом была также причиной их проваливания, а образовавшиеся понижения заполнял лёд и материал, который он нес с собой. Срезывание льда на уровне местности стало причиной того, что над глыбами мёртвого льда появлялся новый оед с мореной. При проваливании всё ниже расположенных карстовых форм в пределах впадины осаждалось несколько горизонтов валунных глин одинакового возраста.

Так, что кроме тектонических причин понижения дна впадины Клещёва там наблюдаются эффекты продолжительного принужденного течения подземных вод, независимо от последствий их течения, определенного положением зон питания и дренирования.