

Aleksander ZWIERZCHOWSKI

Strukturalne uwarunkowania dróg krążenia wglębnych wód w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego

Zaprezentowano hipotezę dotyczącą procesów hydraulicznych zachodzących w wodach wglębnych. O krążeniu wód w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego decydują równoległe do siebie uskoki przesuwowe o przebiegu NW – SE. Poprzez te uskoki, o charakterze rozłamów strukturalnych, zachodzi więź hydrauliczna między poziomami wglębnymi a poziomem wód gruntowych. Zaproponowano charakter zagrożeń środowiska naturalnego i eksploatacji górniczej, związanych z prezentowanym modelem hydraulicznym.

WSTĘP

Celem artykułu jest ustalenie związków między dynamiką wód wglębnych a strukturą fragmentu pokrywy paleozoiczno-mezozoicznej w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Procesy te badano dla naturalnych warunków przepływu, bez uwzględnienia drenującego wpływu górnictwa. Ukształtowanie pola hydrodynamicznego skorelowano z tektoniką. Rozkład przestrzenny ciśnień piezometrycznych przetestowano, analizując rozkład mineralizacji ogólnej wód.

Materiał badawczy obejmuje kilkadziesiąt otworów wiertniczych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. W trakcie próbnych pompowań obserwowano w zasadzie oddzielnie kompleksy stratygraficzne, często o znacznych miąższościach. Dotyczyło to głównie utworów westfalu, jury i albu. Badania poziomów wód wglębnych namuru i wód kredy górnej (poniżej głęb. 200 m) były dość sporadyczne. W większości otworów przeprowadzono ponadto obserwacje pierwszego, przypowierzchniowego, górnokredowego poziomu wodonośnego.

Wiarygodność wykorzystanego materiału jest niemożliwa do jednoznacznej oceny. Analizowano wyniki pomiarów stabilizacji zwierciadła hydrostatycznego

po zakończeniu pompowań badawczych oraz laboratoryjne oznaczenia chemizmu wód. Metody badań tych elementów określają branżowe instrukcje i normy. Błędy pomiarów ciśnień hydrostatycznych mogą wynikać z niedostabilizowania zwierciadła lub przypadkowego, hydraulicznego połączenia badanego horyzontu w trakcie badań z horyzontami wodonośnymi niżej lub wyżejległymi. Nieścisłości w oznaczeniu mineralizacji wód mogą być związane z błędami popełnionymi w trakcie prac laboratoryjnych, a także z badaniem próbek wody niedostatecznie oczyszczonych podczas próbnego pompowania. Jak widać problemy związane z liczbowym określeniem parametrów są typowe i dotyczą wszystkich badań poza rejonem LZW. Według autora błędy pomiarowe szacunkowo winny dotyczyć pewnego, bliżej nieokreślonego, ale najprawdopodobniej, niewielkiego odsetka badań otworowych. Analizując dynamikę wód wglębnych nie można się było oprzeć na wyliczonych, na podstawie badań polowych, współczynnikach filtracji. Obliczenia te bowiem w warunkach LZW są bardzo mało precyzyjne. Dotyczy to trudności określenia warunków filtracji (część badań może być przeprowadzona w warunkach nieustalonego dopływu do otworu), częstych pomiarów wydajności przy miąższych zasypach piaszczystych (alb i spąg jury – R. Szydeł, 1987), a głównie trudności określenia miąższości warstwy wodonośnej w strefach uskokowych, a więc elementu istotnego we wzorach na współczynniki filtracji. Na przykład często dopływ do otworu ze spękań o szerokości rzędu kilku centymetrów odnoszony jest błędnie do warstwy odsłoniętej o miąższości rzędu kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów, co w rezultacie jest przyczyną wielokrotnego zaniżania współczynnika filtracji (A. Zwierzchowski, 1986).

Najpewniejszymi więc parametrami do badań procesów hydraulicznych wód wglębnych w badanym rejonie wydaje się ciśnienie hydrostatyczne i mineralizacja ogólna wód. Jest to zatem jedynie jakościowa ocena procesów hydrodynamicznych w poziomach wód wglębnych i w przyszłości wymagana będzie interpretacja ilościowa za pomocą innych metod. Pewne nadzieje na rozwiązanie problemu dają badania bilansu wodnego. Wstępną ocenę struktury odpływu z badanego rejonu przedstawiono w końcowym fragmencie artykułu. Ze względu na wagę zagadnień, związanych m.in. z zagrożeniami bezpieczeństwa pracy w kopalniach, eksploatacji węgla oraz środowiska naturalnego, opracowanie metodyki ilościowych badań procesów hydrodynamicznych w poziomach wglębnych LZW ma znaczenie pierwszoplanowe (A. Zwierzchowski, 1986).

Sieć otworów hydrogeologicznych w analizowanym obszarze jest nierównomierna. Około połowa punktów badawczych koncentruje się w Centralnym Rejonie Węglowym, gdzie jest wystarczająca dla uchwycenia nawet lokalnych, przestrzennych zmian badanych parametrów. W pozostałych rejonach można jedynie śledzić ogólny charakter zróżnicowania ciśnień i mineralizacji. Zaletą prezentowanej koncepcji jest natomiast uzyskanie, po raz pierwszy dla LZW, istotnej korelacji między przestrzennym rozkładem ciśnień piezometrycznych i mineralizacji wód.

Ocena materiałów wyjściowych wskazuje, że obraz krążenia wód wglębnych – jakkolwiek dostatecznie wyjaśniający zdecydowaną większość procesów hydraulicznych w tych poziomach – powinien być na obecnym etapie rozpoznania traktowany jako hipotetyczny.

Metoda badań przepływu wód, z wykorzystaniem analizy rozkładu pola ciśnień na składowe: poziomą i pionową, przedstawiona jest w pracach A. Rózkowskiego (1970) oraz T. Macioszczyka i W.M. Szestakowa (1983). Sposób prowadzenia bezpośrednich badań hydrogeologicznych w północno-wschodniej części zagłębia determinował jednakże potrzebę modyfikacji metody badań trójwymiarowego pola ciśnień. Przepływy w planie scharakteryzowano klasycznie, za pomocą map

hydroizohips dla poszczególnych poziomów wodonośnych, natomiast w profilu pionowym – przez porównanie tych map dla kolejnych poziomów i graficzne zobrazowanie na przekrojach hydrogeologicznych.

Uproszczenia tej metody starano się zrekompensować, wykorzystując analizę przestrzenną rozkładu mineralizacji ogólnej wód. Antropogeniczne zakłócenia naturalnego pola hydrodynamicznego (zwłaszcza w kompleksach jury i karbonu) spowodowały, że nie można było wykorzystać ciśnień piezometrycznych w kilkunastu otworach odwierconych w ostatnim okresie. Wartości mineralizacji wód w tych otworach nie uległy jeszcze zmianom i w związku z tym mogły być uwzględnione w badaniach naturalnych dróg krążenia. Na obecnym, nie zakończonym etapie infiltracyjnego cyklu hydrogeologicznego, po wycofaniu się transgresji oligoceńskiej, w badanym rejonie zachodzi dość znaczne zróżnicowanie chemizmu wód (A. Rózkowski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 1983). Wyraża się ono występowaniem wód typu Na – Cl o podwyższonej mineralizacji ogólnej w rejonach słabo przemysłowych oraz wód typu $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$, a nawet $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Mg}$ o obniżonej mineralizacji ogólnej w strefach uprzywilejowanych systemów krążenia. Ta typowa relacja między ogólnym zasoleniem wód a ich składem jonowym mogła zostać wykorzystana do wydzielenia granic mineralizacji wód w badanym rejonie. Klasy mineralizacji wód w ujęciu Z. Pazdry (1983) zostały przedstawione na mapach i przekrojach hydrogeologicznych.

Przy prezentacji przestrzennej zmienności charakteryzowanych parametrów wykorzystano mapę tektoniki karbonu zamieszczoną w atlasie J. Porzyckiego (1978) oraz mapę tektoniki kredy górnej i kenozoiku (A. Henkiel, 1983). Mapę ukształtowania powierzchni paleozoiku (fig. 1) opracowano natomiast na podstawie danych z ponad 300 otworów wiertniczych. Ma ona uproszczony charakter i nie uwzględnia poziomych przesunięć wzdłuż rozłamów strukturalnych. Szczegółowe omówienie prezentowanych w artykule zagadnień zawarte jest w opracowaniu archiwalnym (A. Zwierzchowski, 1986), a skrót w sprawozdaniu z posiedzenia naukowego IG (A. Zwierzchowski, 1987a).

ZARYS WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Zakres rozpoznania budowy geologicznej rzutuje na obecny stan wiedzy o warunkach hydrogeologicznych, w jakich występują wody wglębne badanego obszaru. Dość gęsta sieć otworów wiertniczych pozwoliła w miarę ściśle określić litologię serii złożowej, a także nadkładu. Rozpoznanie struktury tej części zagłębia jest natomiast niedostateczne, a zasadnicze kontrowersje dotyczą także jego tektonogenezy (A.M. Żelichowski, 1984). Rzutuje to m.in. na określenie rodzajów form tektonicznych i ich przebiegu w przestrzeni LZW, a pośrednio na trudności określenia wpływu tektoniki na obieg wód. Dotychczasowe prace dotyczące hydrogeologii poziomów wglębnych eksponują związki wód z litologią, rola czynnika strukturalnego jest zaś poznana fragmentarycznie (A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978a, b). Dopiero w ostatnich latach wyniki badań K. Zarębskiego, zawarte w opracowaniach archiwalnych Głównego Instytutu Górnictwa, jak również oddana do druku monografia hydrogeologiczna LZW (A. Rózkowski, Z. Wilk, red. w druku), podkreślają szerzej wpływ stref dyslokacji na krążenie wód podziemnych. Dotychczas brak jest jednak prac systematyzujących tę problematykę.

Cały obszar związany jest strukturalnie z zachodnim stokiem platformy wschodnioeuropejskiej. Lekko nachylone na południowy zachód warstwy karbonu (głów-

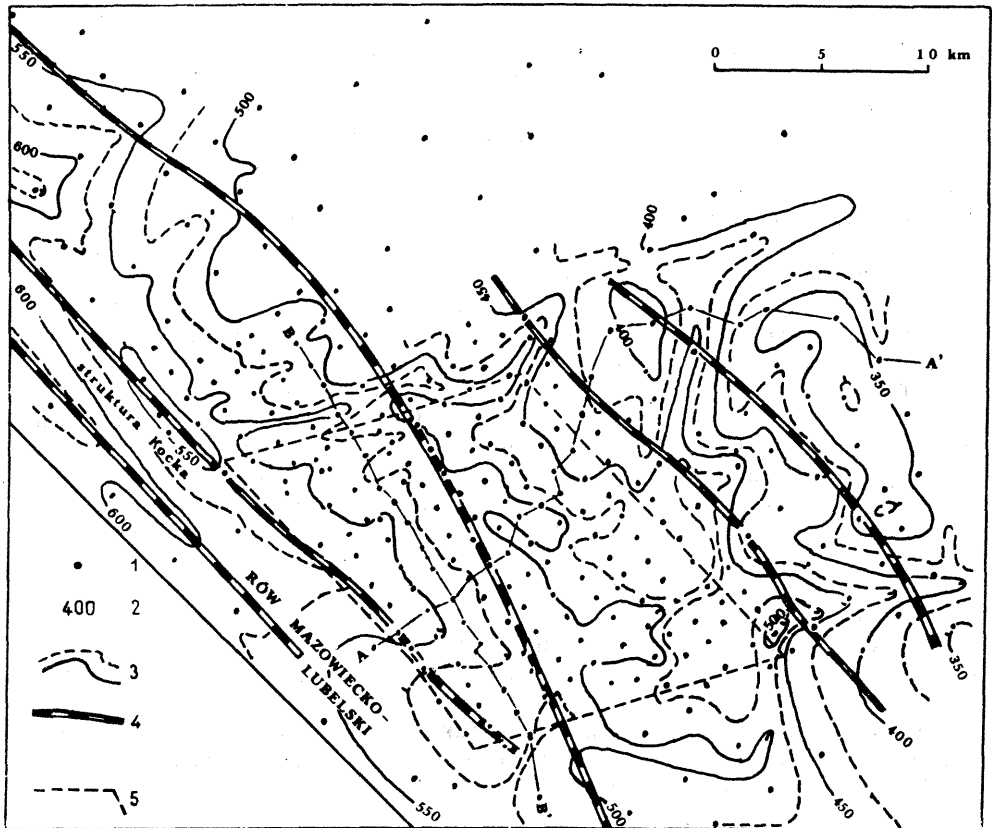


Fig. 1. Mapa denudacyjnej powierzchni stropu paleozoiku

Map of Palaeozoic denudation top surface

1 - otwory wiertnicze; 2 - wysokość stropu paleozoiku (m p.p.m.); 3 - izolinie stropu paleozoiku (m p.p.m.); 4 - rozłamy strukturalne; 5 - granica CRW; A-A'-B-B' - linie przekrojów hydrogeologicznych

1 - boreholes; 2 - altitude of the Palaeozoic top surface (m b.s.l.); 3 - contour lines of the Palaeozoic top surface (m b.s.l.); 4 - main tectonic lines; 5 - boundary of the Central Coal Region; 6 - A-A'-B-B' - hydrogeological cross-sections

nie westfal) ścina powierzchnia erozyjna zapadająca od ok. 350 m p.p.m. na północnym wschodzie do ok. 550 m p.p.m. na południowym zachodzie (fig. 1). Karbon budują warstwy iłowcowo-mułowcowo-piaszkowcowe z pokładami węgla kamiennych. Poziom wodonośny karbonu stanowią piaskowce, a także mułowce, podzrędnie spękane węgle. Zachodnią granicę badanego rejonu tworzy tzw. struktura Kocka, wyniesiony i zerodowany na powierzchni podmezozoicznej zrąb, którego trzon budują skały dewonu, reprezentowane m.in. przez piaskowce. Na zachód od niego wydziela się najbardziej w tym kierunku wysunięty element platformy, tzw. rów mazowiecko-lubelski (A.M. Żelichowski, 1972, 1984; J. Porzycki, 1978, 1984; A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978a, b; A. Gurba, 1984).

Osady mezozoiku budują wschodni stok tzw. niecki lubelsko-mazowieckiej. Deniwelacje paleozoicznej powierzchni erozyjnej typu rynien, o wcięciu od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, wypełniają piaskowcowe osady jury (fig. 1). Tworzą one główny poziom wodonośny jury o silnie drenującym charakterze. Powyżej leżą węglanowe serie tego systemu o miąższości od ok. 50 m na wschodzie do nieco

ponad 100 m na zachodzie. W serii tej występują wody o charakterze szczelinowo-warstwowym (A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978*a, b*; T. Niemczycka, 1984; Z. Szydeł, R. Szydeł, 1984; R. Szydeł, A. Zwierzchowski, 1988).

Najniższa część kredy to piaskowce i piaski z glaukonitem budujące poziom wodonośny albu o miąższości przeciętnie kilku metrów. Powyżej leży seria węglanowo-ilastych i węglanowo-krzemionkowych osadów kredy górnej o miąższości od ok. 400 m na wschodzie do powyżej 600 m na zachodzie. Od głęb. 150–170 m poniżej powierzchni terenu osady te są bardzo słabo przepuszczalne (A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978*a, b*; W. Pietruszka, J. Wilgat, 1981; A. Krassowska, 1984).

Słabo przepuszczalne utwory czwartorzędowe, reprezentowane przez gliny zwałowe, mają ograniczony zasięg, a ich zwarte pokrywy występują jedynie na północno-zachodnim skrawku obszaru (T. Wilgat, 1959; S. Krajewski, 1970, 1984; A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978*a, b*; M. Harasimiuk, A. Henkiel, 1984).

Pierwszy poziom wodonośny w strefie aktywnej wymiany wód tworzą spękaną warstwę kredowe oraz piaszczyste osady czwartorzędu i trzeciorzędu. Część badaczy sugeruje istnienie więzi hydraulicznych w zasięgu uskoków między tym poziomem a wodami wgłębnyymi (M. Harasimiuk i in., 1980; P. Herbich, 1980; A. Zwierzchowski, 1986, 1987*a*, 1988; A. Rózkowski, Z. Wilk, 1987, w druku).

GENEZA STRUKTURALNEJ ANIZOTROPOWOŚCI WODONOŚCÓW

Kierunkowość zjawisk hydraulicznych w poziomach wgłębnych badanej części platformy wschodnioeuropejskiej jest zgodna z przebiegiem strefy przesuwczej (i dyslokacji tworzących tę strefę) w rowie mazowiecko-lubelskim, a więc w rejonie sąsiadującym bezpośrednio z analizowanym fragmentem LZW (fig. 1).

Strefa przesuwcza w rowie mazowiecko-lubelskim, którą budują uskoki o kierunku NW–SE (i pokrewne) równoległe do krawędzi platformy, wytworzyła się w czasie orogenezy waryscyjskiej. Geneza tej strefy nie jest dostatecznie wyjaśniona, niepodważalny jest jednak jej związek z przebiegiem południowo-zachodniej krawędzi platformy (A.M. Żelichowski, 1984; W. Pożaryski, 1986; J. Znosko, 1987). Uskoki te były aktywne (poddane ruchom prawo- i lewoskrętnym) od mezozoiku aż po kenozoik, przy małoskalowej amplitudzie poziomych przesunięć (A.M. Żelichowski, 1984; W. Brochwicz-Lewiński, W. Pożaryski, 1986). Ten styl tektoniki, którego główne rysy są kolejno prezentowane przez A.M. Żelichowskiego począwszy od 1975 r., jest przedstawiony na mapach różnych kompleksów stratygraficznych, od serii produktywnych karbonu po kredę włącznie (A.M. Żelichowski, S. Kozłowski, red., 1983). Istotne, prawoskrętne elementy tektoniki przesuwczej w stropie utworów kredy związane z kierunkiem NW–SE w strefie rowu stwierdzają m.in. M. Harasimiuk (1980) i A. Henkiel (1982) na podstawie powierzchniowego kartowania geologicznego (w tym głównie badania elementów mikrotektoniki). Według J. Liszkowskiego (1982) u podłoża współczesnych, pionowych ruchów skorupy ziemskiej, do północno-wschodniej granicy rowu, znajdują się przesunięcia horyzontalne.

Na wyraźne elementy tektoniki przesuwczej wskazują także badania, zwłaszcza tektoniki utworów kredowych, na wschód od struktury Kocka. Na występowanie tych elementów, powstających co najmniej w dwu fazach i związanych z kierunkiem NW–SE, zwracają też uwagę A. Henkiel (1983) i M. Harasimiuk, A. Henkiel (1984). Hipotetyczną propozycję genezy struktury utworów górnej kredy we wschod-

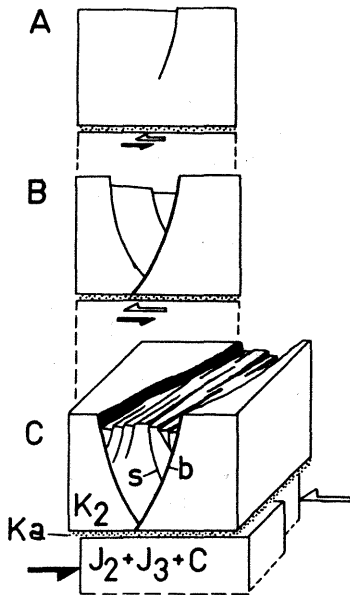


Fig. 2. Hipotetyczny schemat genezy stref ukierunkowanego rozluźnienia spękanych utworów górnokredowych (wg P. Herbicha, 1980)

Hypothetical image of the origin of directed loosenesses within the fractured Cretaceous deposits (after P. Herbich, 1980)

A-C - poszczególne fazy rozwoju struktury; s - szczeliny uskoków drugorzędnych - silnie wodonośne; b - szczeliny uskoków głównych, wypełnione tektoniczną brekcją ilastą ekranującą; K₂ - kreda górna, osady kompleksu krzemionkowo-ilasto-węglanowego; K_a - alb. zawadnione piaski; J₂+J₃+C - jura i karbon; strzałki oznaczają kierunki poziomych przesunięć

A-C - successive phases of development; s - fissures of the secondary faults - highly water-bearing; b - fissures of major faults filled with clayey tectonic breccia (aquicludes); K₂ - Upper Cretaceous, deposits of siliceous-clayey-carbonate complex; K_a - Albian, aquiferous sands; J₂+J₃+C - Jurassic and Carboniferous; arrowheads indicate direction of strike-slip movement

niej części LZW, obejmującej m.in. CRW, związanej z tektoniką przesuwczą, przedstawił P. Herbich (1980) - fig. 2. Według niego uskoki górnokredowe są pochodnymi uskokami zrzutowo-przesuwczymi o układzie kulisowym i zdecydowanej przewadze kierunków W-E, względem wglębnych podkredowych rozłamów strukturalnych. Charakteryzują się one odmienną morfologią skrzydeł: zrzuconego i wiszącego, tzn. skrzydła zrzucone są do spągu kredy górnej silnie spękane tektonicznie i stąd drożne hydraulicznie, natomiast w skrzydłach wiszących płaszczyzny poślizgu tworzą nieprzepuszczalne ekrany. W rozwinięciu tych uskoków istotną rolę odegrały zawadnione piaski albu w spągu kredy, które działały jako „smar” w fazie młodoalpejskiej.

Prezentowane niżej tezy wskazują na wyraźny rozkład badanych elementów, w zależności od uskoków NW-SE, tzn. w różnych kompleksach stratygraficznych następuje podniesienie ciśnień hydrostatycznych w zasięgu uskoków oraz znaczne wysłodzenie wód względem stref osiowych bloków ograniczonych tymi uskokami (fig. 3-7). Ponadto okazuje się, że strukturę westfalu można opisać jako położe fałdy pochodne i poprzeczne względem wglębnych uskoków o kierunku NW-SE. Osie ich przebiegają zgodnie z modelem opisanym przez W. Jaroszewskiego (1974), a towarzyszą im równoległe do nich uskoki o małym zrzucie. Formy te zostały ostatecznie rozcięte wzdłuż uskoków NW-SE. Także wstępne badania autora nad ukształtowaniem stropu karbonu (fig. 1) wskazują, że procesy erozyjne na tej powierzchni w okresie lądowym (koniec karbonu-jura środkowa) mogły się rozwijać zgodnie z tektoniką fałdową - ostańce piaskowcowe, obniżenia w ilowcach (A. Zwierzchowski, 1986, 1987a, b).

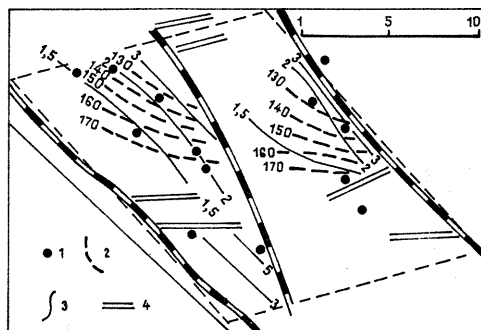
Mając na uwadze powyższe spostrzeżenia, autor stawia hipotezę o jednorodności rozwoju strukturalnego badanego fragmentu pokrywy paleozoiczno-mezozoicznej w obszarze na wschód od struktury Kocka i w rejonie rowu mazowiecko-lubelskiego, co najmniej od fazy asturyjskiej - być może od bretońskiej.

Rodowód wzmiankowanej strefy przesuwczej może być znacznie wcześniejszy, bo przedkaledoński. Według W. Ryki (1982) w południowej części tzw. strefy

Fig. 3. Mapa ciśnień piezometrycznych i mineralizacji ogólnej wód spągu kredy górnej
Map of piezometric pressure and total mineralization of Upper Cretaceous bottom waters

1 – otwory hydrogeologiczne; 2 – hydroizohipsy (m n.p.m.); 3 – izolinie mineralizacji ogólnej wód (g/dm³); 4 – inne uskoki kredowe; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

1 – hydrogeological boreholes; 2 – hydroisohyps (m a.s.l.); 3 – isolines of the total water mineralization (g/dm³); 4 – other Cretaceous faults; remaining explanations see Fig. 1



podlaskiej, stanowiącej fragment jednostki podłoża krystalicznego platformy, w zasięgu której leży badany obszar, uskoki o kierunku NW–SE i charakterze przesuwczym są przewidywane i były wielokrotnie odnawiane.

W tym kontekście pierwotne zniesienie spójności bloków o kierunkach NW–SE i ich niezależny dynamizm leżą u podstaw genezy struktury badanych utworów paleozoiku–mezozoiku w całym LZW, a więc – zgodnie z wynikami prac A.M. Żelichowskiego (1984) oraz W. Brochwicza-Lewińskiego i W. Pożaryskiego (1986) – dla rowu mazowiecko-lubelskiego. Rozwój tej struktury mógł następować w kilku fazach związanych z: akumulacją na pierwotnie przesuwczym zuskokowanym podłożu, odnawianiem się prawo- lub lewoskrętnych przesunięć wzdłuż dyslokacji NW–SE i powstawaniem pochodnych form zgodnie z teorią genezy tych form, opracowaną przez W. Jaroszewskiego (1974). W efekcie dochodziło do prostego przebiecia się (przedłużenia) wgłębnym dyslokacji NW–SE do paleoreliefu. Ostatecznie powstały dyslokacje NW–SE tnące badany kompleks paleozoicznego–mezozoicznego. Ze względu na ich pierwszorzędne znaczenie dla struktury badanych utworów, a następnie obiegu wód wgłębnym, oraz dla wyraźnego odróżnienia ich od innych dyslokacji, w dalszej części artykułu określa się je mianem rozłamów strukturalnych.

PRZEPLYWY WÓD WGŁĘBNYCH

Analiza rozkładu ciśnień hydrostatycznych i mineralizacji ogólnej wód wgłębnym (fig. 3–6) paleozoiku i mezozoiku wskazuje na występowanie w rozpatrywanym rejonie zróżnicowanych prawidłowości zmian badanych parametrów. Zmienności te określają charakter wodonośców i stref przepływu oraz wzajemne więzi hydrauliczne między nimi.

STREFY ROZŁAMÓW STRUKTURALNYCH

Głównymi strefami przepływu wgłębnym w utworach paleozoiku i mezozoiku są rozłamy strukturalne, związane z kilkoma równoległymi do siebie regionalnymi dyslokacjami o kierunku NW–SE. Ogólną prawidłowością są tu podwyższone ciśnienia piezometryczne, przy jednoczesnym obniżeniu mineralizacji ogólnej wód w stosunku do obszarów poza tymi dyslokacjami. Dotyczy to wszystkich poziomów wodonośnych w profilu hydrogeologicznym obszaru występujących do głęb. ok. 1000 m. Według A. Rózkowskiego i T. Rudzińskiej (1978a, b) poniżej tej głębokości występuje odrębny system krążenia wód. W profilu piono-

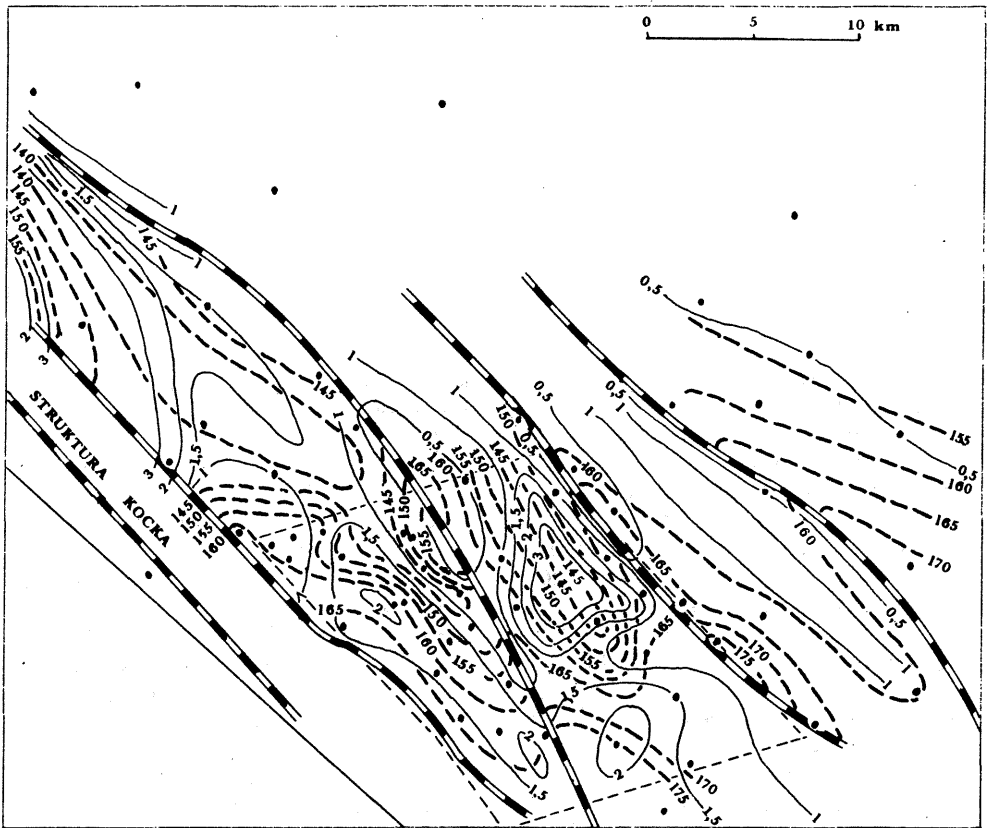


Fig. 4. Mapa ciśnień piezometrycznych i mineralizacji ogólnej wód albu
Map of piezometric pressure and total mineralization of Albian waters

Objaśnienia jak na fig. 1 i 3

Explanations see Figs. 1 and 3

wym w strefach rozłamów zachodzi descenzyjny ruch wody (fig. 7). Obserwuje się wyraźną stratyfikację pionową ciśnień i mineralizacji. Rzędne zwierciadła statycznego występują najwyżej w pierwszym, górnokredowym poziomie wodonośnym, po czym stopniowo obniżają się o kilka lub kilkanaście metrów na głębokości spągu kredy, a następnie w jurze i karbonie. Najniższa mineralizacja jest w kredzie górnej i wzrasta o kilka dziesiątych g/dm^3 wraz z głębokością ogniw stratygraficznych. Istotne zakłócenia w rozkładzie pionowym ciśnień, przy zachowaniu stratyfikacji pionowej mineralizacji, zachodzą w rejonie przecięć jurajskich rynien erozyjnych na powierzchni paleozoiku z powierzchnią rozłamów (fig. 5–7). Obserwuje się tu obniżenie ciśnień hydrostatycznych poziomu jurajskiego o 5 m w stosunku do poziomu karbońskiego. Wywołane jest to bardzo silnym drenażem wód (o znacznym promieniu oddziaływania) ze stref rozłamów przez te rynny (fig. 7). Na północny zachód od CRW, w strefie rozłamu stanowiącego wschodnią granicę struktury Kocka, stwierdzono lokalne zjawiska ascenzji między jurą a albem. Objawia się ona niższym o kilka metrów występowaniem zwierciadła wód albu niż jury, podczas gdy mineralizacja tych wód jest wyższa o ok. $3 \text{ g}/\text{dm}^3$ (fig. 4, 5).

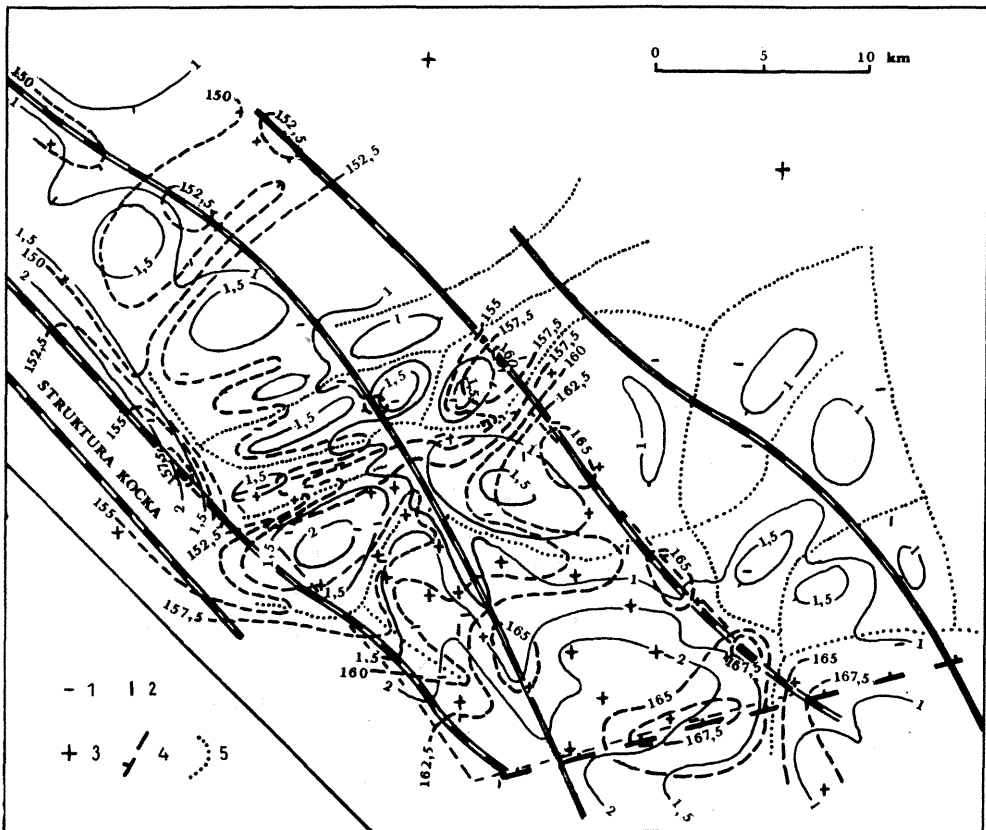


Fig. 5. Mapa ciśnień piezometrycznych i mineralizacji ogólnej wód jury
Map of piezometric pressure and total mineralization of Jurassic waters

1 – otwory hydrogeologiczne z badaniami mineralizacji; 2 – otwory hydrogeologiczne z badaniami ciśnienia hydrostatycznego; 3 – otwory hydrogeologiczne z badaniami mineralizacji i ciśnienia hydrostatycznego; 4 – uskoc Świącicy; 5 – osie czynnych hydraulicznie dolin kopalnych; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1 i 3

1 – hydrogeological boreholes with mineralization recorded; 2 – hydrogeological boreholes with hydrostatic pressure recorded; 3 – hydrogeological boreholes with mineralization and pressure recorded; 4 – Świącica fault; 5 – axes of water transmitting buried valleys; remaining explanations see Figs. 1 and 3

W utworach kredy górnej drożne są jedynie wschodnie skrzydła rozłamów, natomiast skrzydła zachodnie tworzą bariery dynamiczne na długości kilkudziesięciu kilometrów, uniemożliwiające lub utrudniające boczną infiltrację wód w tym kierunku. Wyraża się to kilku-, kilkunasto-, a nawet kilkudziesięciometrowymi nieciągłościami zwierciadła na rozłamach w kredzie oraz skokami mineralizacji (rzędu kilku g/dm^3) na głębokości spągu kredy górnej (fig. 3, 4, 7). Głębiej oba skrzydła rozłamów są czynne hydraulicznie.

Ze względu na monoklinalne ułożenie warstw (różna głębokość ich zalegania) zauważa się zróżnicowanie mineralizacji wód w rozłamach między częścią wschodnią i zachodnią badanego obszaru (na poziomie tych samych kompleksów stratygraficznych). W rozłamach wschodniej części są to wody typu $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$, rzadziej $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Mg}$, przy czym na głębokości kredy mają one charakter wód słodkich, a poniżej – akrotopegów (wg klasyfikacji Z. Pazdry, 1983). W rozłamach zachod-

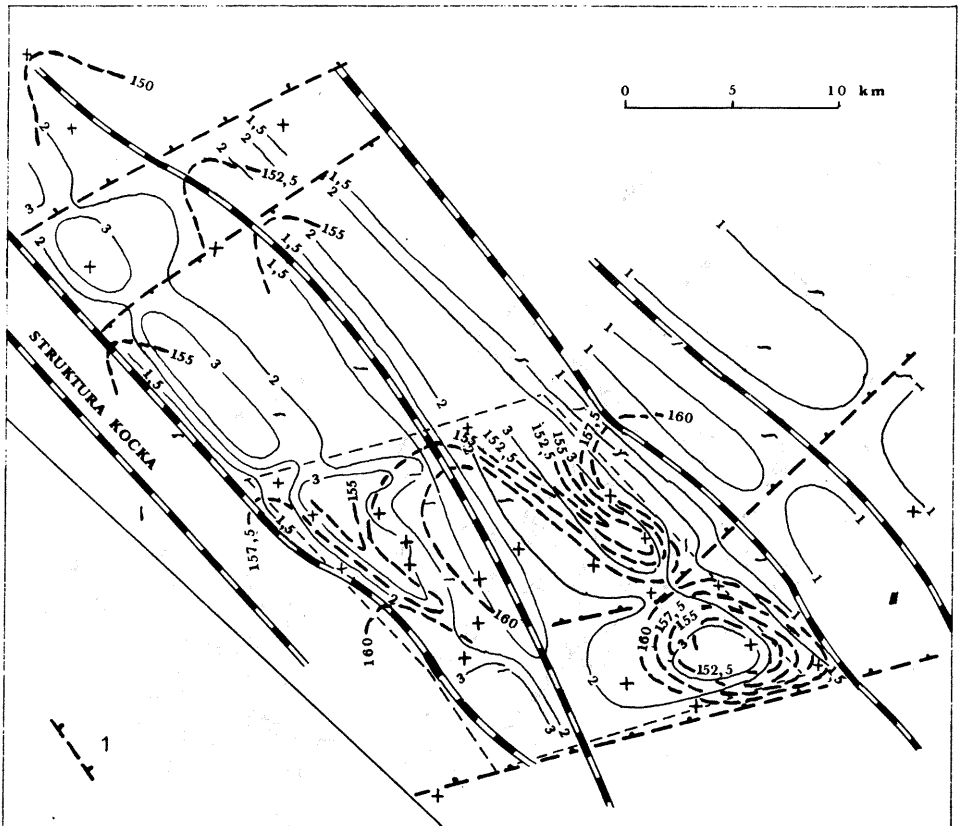


Fig. 6. Mapa ciśnień piezometrycznych i mineralizacji ogólnej wód karbonu
Map of piezometric pressure and total mineralization of Carboniferous waters

1 – uskoki karbonińskie; pozostałe objaśnienia jak na fig. 1, 3 i 5

1 – Carboniferous faults; remaining explanations see Figs. 1, 3 and 5

niej części obszaru w spągu kredy występują akrotopiegi, niżej zaś wody słabo zmineralizowane. Obserwuje się tu przejście wód typu HCO_3 w wody typu $\text{Cl}-\text{HCO}_3$.

Regionalny kierunek przepływu wód w strefach rozłamów jest zgodny z ich przebiegiem i ma azymut skierowany ku NW. O kształcie powierzchni piezometrycznej decyduje niewątpliwie także regionalne nachylenie terenu na północ, co pośrednio ujawnia się w ciśnieniach piezometrycznych wód głębszych i pierwszego poziomu wodonośnego w strefie aktywnej wymiany. Drenaż w kierunku niecki mazowieckiej może być związany również z ewentualnym zasilaniem bocznym lub ascenzyjnym przez rozłamy warszawskiego basenu artezyjskiego. Na północ od badanego fragmentu zagłębienia, na Nizinie Mazowieckiej i Podlaskiej znajdują się zwarte, słabo przepuszczalne pokrywy kenozoiczne w stropie. Stąd należy przypuszczać, że w strefach rozłamów tego rejonu należałoby oczekiwać odwrócenia o 180° – w porównaniu do badanego obszaru – kierunku stratyfikacji pionowej ciśnień i mineralizacji.

WGŁĘBNE POZIOMY SZCZELINOWE. WARSTWOWE I SZCZELINOWO-WARSTWOWE

Poziomy te zasilane są boczenie, przede wszystkim z rozłamów strukturalnych. Cechą charakterystyczną jest pozioma zmienność ciśnień piezometrycznych i mineralizacji zależna od swoistych cech strukturalnych danego poziomu (fig. 3–7). Wody te mają charakter subartezyjski, a sporadycznie artezyjski. Na podstawie kryteriów stratygraficznych można wydzielić następujące wgłębne poziomy wodonośne:

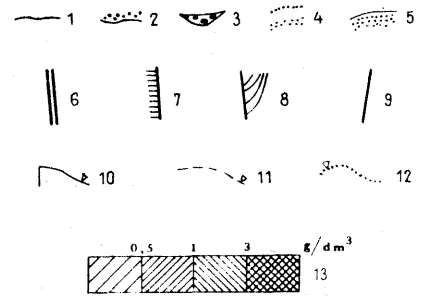
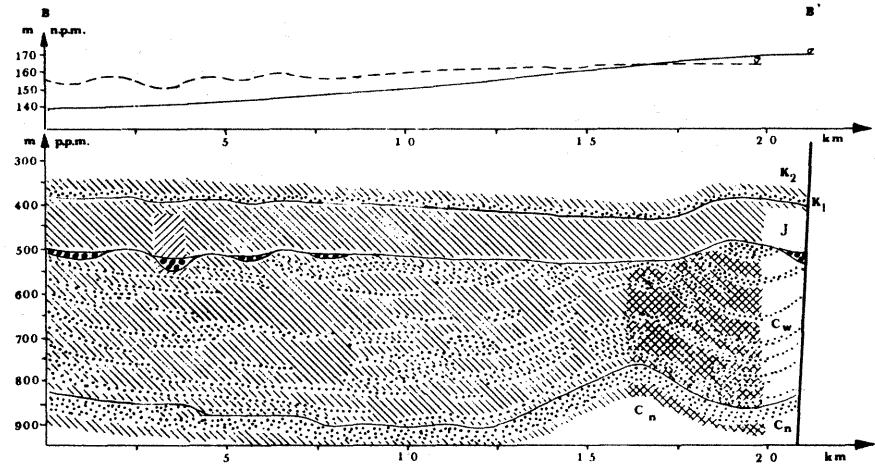
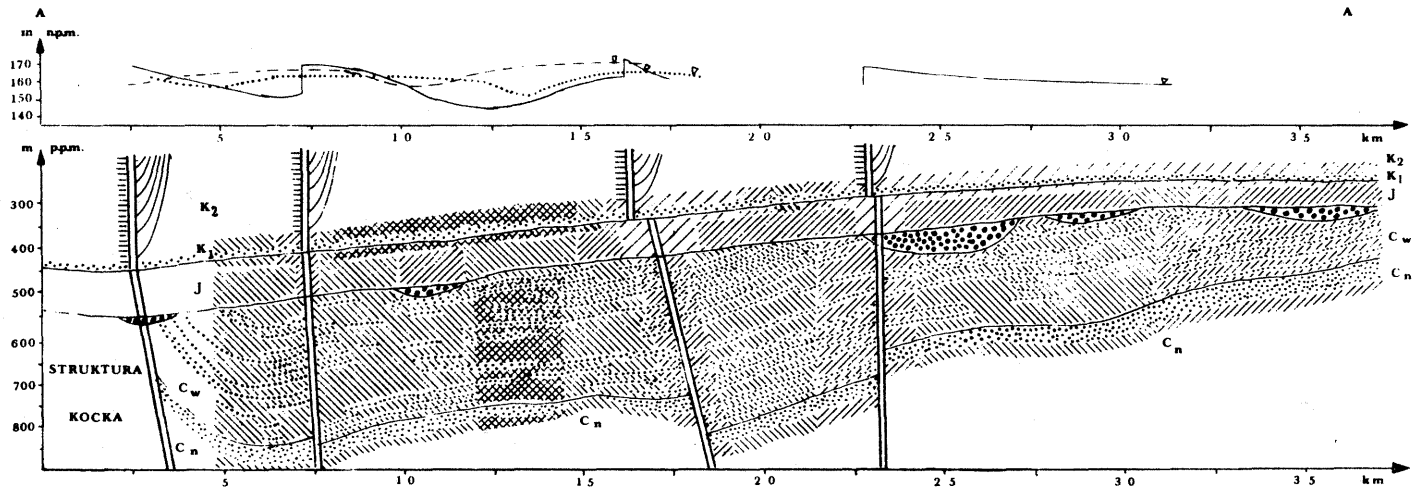
K r e d a g ó r n a (poniżej głęb. ok. 200 m). Wody wgłębne kredy górnej występują w wyraźnych hydrostrukturach (związanych z pierzastym systemem uskoków), ograniczonych od SW i NE barierami dynamicznymi rozłamów strukturalnych, a od N i S ekranami młodopalpejskich uskoków kulisowych (fig. 7). Poziom ten tworzą dwa typy wód: szczelinowy, związany ze strefami uskoków, i szczelinowo-warstwowy, związany ze spękaniem i warstw węglanowo-krzemionkowych. Zasilanie hydrostruktur zachodzi od rozłamów NW–SE i pochodnych uskoków W–E w kierunku wschodnim i północnym, o czym świadczy spadek ciśnień oraz wzrost mineralizacji w tym kierunku.

Wody stref dyslokacji charakteryzują się znacznym wysłodzeniem oraz podwyższeniem ciśnień piezometrycznych, przy niskich spadkach hydraulicznych ok. 1‰. Wody centralnej, północnej i wschodniej części hydrostruktur cechują się niskim ciśnieniem, anomalnie wysokim spadkiem hydraulicznym rzędu 1‰ i mineralizacją ogólną rzędu kilku g/dm³. Świadczy to o podrzędnej roli wodonośców szczelinowo-warstwowych w obiegu wód. W poziomach tych znaczną rolę odgrywa sączenie.

K r e d a d o l n a. Poziom wodonośny albu łączy się lokalnie z wodami zwietrzałego stropu jury, a zasilany jest głównie z rozłamów strukturalnych i w niektórych przypadkach z górnokredowych uskoków kulisowych. Ogólnie obserwuje się obniżenie zwierciadła wody o kilkanaście metrów i wzrost mineralizacji do kilku g/dm³ ku osiom bloków ograniczonych uskokiemi NW–SE, przy częstej asymetrii w rozkładzie tych parametrów w zależności od położenia względem skrzydeł rozłamów. We wschodnich skrzydłach rozłamów wysłodzenie wód jest na ogół większe, a ciśnienie hydrostatyczne wyższe niż w skrzydłach zachodnich (fig. 4, 7). Wzdłuż osi hydrostruktur ciśnienie obniża się ku północnemu zachodowi. Rozkład ten wskazuje, że we wschodnich skrzydłach rozłamów poziom ten jest zasilany często z góry przez spękania i rozluźnienia masywu kredowego przy rozłamach, natomiast w zachodnich – syfonowo, pod barierami dynamicznymi. Ponadto w niektórych rejonach obserwuje się pośrednie zasilanie ze stref rozłamów przez zwietrzały strop jury. Na całym obszarze przepływy skierowane są do wnętrza hydrostruktur, a następnie ku północnemu zachodowi.

Ze względu na małą miąższość zmiennego facjalnie albu i przez to znaczne opory wywierane na strumień, spadki hydrauliczne w kierunku osi hydrostruktur są na ogół duże i osiągają kilka promille. Mineralizacja wód natomiast w niektórych obszarach znacznie przekracza wartości tła hydrochemicznego. Wszystko to wskazuje na małą na ogół rolę tego poziomu w obiegu wód badanego fragmentu zagłębia.

J u r a. Poziom ten charakteryzuje się najniższymi spadkami hydraulicznymi, najczęściej poniżej 1‰ i najmniejszą zmiennością (do 2 g/dm³) mineralizacji ogólnej. W zasilaniu decydującą rolę odgrywają tu dwa równorzędne elementy: bezpośredni dopływ wód stref rozłamów oraz tranzyt wód spoza obszaru przez wielokilometrowe rynny wypreparowane w powierzchni paleozoiku. Stwierdza się tutaj rosnące w kierunku osi rynien obniżenia powierzchni piezometrycznej i mineralizacji wód (fig. 5, 7). Rynny te odgrywają decydującą rolę w obiegu wód



tego poziomu. Obok wspomnianych rozłamów drenują one szczelinowo-warstwowe wody jury węglanowej i stropowych piaskowców paleozoiku oraz powodują przepływy wód między hydrostrukturami rozdzielonymi uskokami o kierunku NW – SE. Poza omówionymi systemami ruchu wody drugoplanową rolę odgrywa prawdopodobnie zasilanie z albu przez inne uskoki. W badanym obszarze taką funkcję może pełnić tzw. uskok Świącicy, stanowiący południową granicę CRW.

P a l e o z o i k (do głęb. ok. 1000 m). W strefie tej występuje głównie karbon, a tylko w części zachodniej (w strukturze Kocka) dewon. Istotną rolę odgrywają tu wody szczelinowe. Obserwuje się wyższe o kilka metrów położenie zwierciadła hydrostatycznego oraz niższą o kilka g/dm^3 mineralizację wód w stosunku do wnętrza hydrostruktur. Spadki hydrauliczne są na ogół mniejsze od 1‰ , a różnice mineralizacji nie przekraczają $1 \text{ g}/\text{dm}^3$ (fig. 6, 7). Uskoki poprzeczne powodują kontaktowanie się wód między rozłamami strukturalnymi. Zasilanie wnętrza hydrostruktur, w których występują wody szczelinowo-warstwowe i warstwowe, odbywa się dośrodkowo od rozłamów o kierunku NW – SE i uskoków poprzecznych. Ciśnienia piezometryczne znacznie obniżają się koncentrycznie (rzędu 1%) i podobnie wzrasta mineralizacja (nawet o $5 \text{ g}/\text{dm}^3$), co świadczy o słabym przemianowaniu tych bloków, ich niskiej przepuszczalności i istotnej roli ruchu wody w pionie.

OBIEG WÓD

Na tle innych rejonów Polski badany obszar charakteryzuje się bardzo niskim udziałem odpływu podziemnego w odpływie rzeczonym (np. J.L. Paszczyk, 1975). Są to najniższe bezwzględne wartości w Polsce (dla rzek CRW 32 mm – A. Zwierzchowski, 1981) wywołane przez czynniki naturalne. Udział odpływu powierzchniowego w odpływie całkowitym jest natomiast typowy dla rzek górskich. Porównując badany obszar do podobnych hydrogeologicznie rejonów o cechach pojeziernych (J.L. Paszczyk, 1975) parametry te – podobnie jak inne (udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym – $1/3$ lub współczynnik odpływu podziemnego – poniżej 10%; A. Zwierzchowski, 1981) – nie mają uzasadnienia w warunkach klimatycznych, lecz głównie podłożowych w najwyższej części litosfery. W tej sytuacji należy sądzić, że w bilansie wodnym tego rejonu istotną rolę odgrywa ta część infiltracji efektywnej, której wody nie docierają do cieków.

Fig. 7. Przekroje hydrogeologiczne

Hydrogeological cross-sections

1 – granice kompleksów stratygraficzno-litologicznych; 2 – warstwa albu; 3 – klastyczne osady rynien jurajskich; 4 – piaskowce westfalu; 5 – stropowy piaskowiec namuru; 6 – rozłamy strukturalne; 7 – bariery dynamiczne; 8 – rozluźnienia kompleksu górnokredowego; 9 – uskoc Świącicy; 10 – zwierciadło hydrostatyczne albu; 11 – zwierciadło hydrostatyczne jury; 12 – zwierciadło hydrostatyczne karbonu; 13 – klasy mineralizacji ogólnej wód; A – A' – przekrój zgodny z regionalnymi zmianami mineralizacji wód; B – B' – przekrój zgodny z regionalnymi kierunkami przepływu wód (linie przekrojów przedstawiono na fig. 1); C_n – namur, C_w – westfal, J – jura, K₁ – kreda dolna, K₂ – kreda górna

1 – boundaries of the lithostratigraphic complexes; 2 – Albion layer; 3 – clastic deposits in Jurassic channels; 4 – Westphalian sandstones; 5 – Namurian top sand; 6 – main tectonic lines; 7 – dynamic barriers; 8 – loosenesses in the Upper Cretaceous complex; 9 – Świącica fault; 10 – Albion hydrostatic level; 11 – Jurassic hydrostatic level; 12 – Carboniferous hydrostatic level; 13 – categories of total water mineralization; A – A' – cross-section along the regional changes of water mineralization; B – B' – cross-section along the regional changes of water flow direction (cross-section lines shown in Fig. 1); C_n – Namurian, C_w – Westphalian, J – Jurassic, K₁ – Lower Cretaceous, K₂ – Upper Cretaceous

W zasilaniu głębszych poziomów kredy dominują wody z infiltracji na miejscu poprzez głębokie wcięcia dolin i rynny kenozoiczne oraz strefy regionalnych rozłamów, a także inne systemy tektoniczne. W zasilaniu poziomu jurajskiego znaczącą rolę, obok dopływu miejscowego z rozłamów, mają dopływy z tranzytu poprzez rynny. Tego typu przepływ, głównie wzdłuż dyslokacji NW–SE, dominuje w paleozoiku.

W rozpatrywanym fragmencie LZW w warunkach naturalnych istniał najprawdopodobniej stan równowagi hydrodynamicznej między omówionymi systemami przepływu. Determinował on również warunki hydrogeologiczne w poziomie gruntowym, a pośrednio także ekosystem Polesia Lubelskiego unikatowy w skali europejskiej. Naruszenie tej równowagi, w wyniku prac odwadniających kopalnie LZW, między fazą autochtoniczną a tranzytową przepływu wód głębszych niewątpliwie może być przyczyną zmian stosunków wodnych. Dotyczy to głównie zagrożeń zasobów wodnych rejonu oraz środowiska naturalnego Polesia, w tym strefy projektowanego Parku Narodowego. Być może w przyszłości wpływy te sięgną warszawskiego basenu artezyjskiego. Dopływy wód z rozłamów strukturalnych do wyrobisk górniczych stanowić mogą poważne utrudnienie przy eksploatacji złóż węgla i zagrożenie bezpieczeństwa pracy załóg górniczych.

Oddział Górnośląski
Państwowego Instytutu
Geologicznego
Pracownia Geologii Złóż
Lubelskiego Zagłębia Węglowego
Lublin, Al. Raclawickie 4/5
Nadesłano dnia 10 listopada 1986 r.

PIŚMIENNICTWO

- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W. (1986) – Ewolucja rowu środkowopolskiego w permomezozoiku i kenozoiku. Cykl alpejski. Sympozjum nt.: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich, p. 8–9. Wyd. AGH. Kraków.
- GURBA A. (1984) – Zarys tektoniki złoża węgla kamiennego Łęczna w świetle robót górniczych przeprowadzonych w pokładach węgla 382. Przew. 61 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 101–104.
- HARASIMIUK M. (1980) – Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Wyd. UMCS. Lublin.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A. (1984) – Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 61 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 56–70.
- HARASIMIUK M., HENKEL A., PRZEMYSKI S. (1980) – Neotektonika i jej wpływ na warunki wodne Centralnego Rejonu Węglowego. LXXXVIII Sesja Naukowa Inst. Geol. nt.: Metody i wyniki badań hydrogeologicznych złóż węgla kamiennych w Centralnym Rejonie Węglowym Lubelskiego Zagłębia Węglowego, p. 37–40. Wyd. Geol. Warszawa.
- HENKIEL A. (1982) – Drobne struktury tektoniczne północnej części Wyżyny Lubelskiej. Ann. UMCS. Sec. B, 37, p. 73–84.
- HENKIEL A. (1983) – Tektonika. Sympozjum nt.: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego, p. 41–65. Lublin.
- HERBICH P. (1980) – Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy rejonu Chełma. Tech. Posz. Geol., 11, p. 27–33, nr 3.
- JAROSZEWSKI W. (1974) – Tektonika fałdów i uskoków. Wyd. Geol. Warszawa.
- KRAJEWSKI S. (1970) – Charakter dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej. Prz. Geol., 18, p. 367–370, nr 8–9.

- KRAJEWSKI S. (1984) – Wody szczelinowe kredy lubelskiej. *Prz. Geol.*, **32**, p. 359–363, nr 6.
- KRASSOWSKA A. (1984) – Pokrywa mezozoiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Kreda. Przew. 61 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 43–52.
- LISZKOWSKI J. (1982) – Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski *Rozpr. UW*, **174**, p. 142–143.
- MACIOSZCZYK T., SZESTAKOW W.M. (1983) – Dynamika wód podziemnych – metody obliczeniowe. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- NIEMCZYCKA T. (1984) – Pokrywa mezozoiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Jura. Przew. 61 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 37–43.
- PASZCZYK J.L. (1975) – Rola wód podziemnych w odpływie rzeczny i w bilansie wodnym Polski. *Wyd. UMCS. Lublin*.
- PAZDRO Z. (1983) – *Hydrogeologia ogólna*. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- PIETRUSZKA W., WILGAT J. (1981) – Miąższość i zasięg osadów albu w obszarze lubelskim. *Kwart. Geol.*, **25**, p. 717–730, nr 4.
- PORZYCKI J. (1978) – Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:200 000. *Inst. Geol. Warszawa*.
- PORZYCKI J. (1984) – Zarys geologii Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. 61 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, p. 7–20.
- POŻARYSKI W. (1986) – Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. *Prz. Geol.*, **34**, p. 117–127, nr 3.
- RÓŻKOWSKI A. (1970) – Badania przepływu wód metodą pomiarów ciśnień potencjalnych. *Kwart. Geol.*, **14**, p. 361–378, nr 2.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA T. (1978a) – Model hydrogeologiczny Centralnego i Północnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 395–411, nr 2.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA T. (1978b) – Warunki hydrogeologiczne i przewidywane zawadnienie kopalń w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Geol.*, **26**, p. 553–557, nr 9.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T. (1983) – Pochodzenie wód podziemnych w Górnośląskim i Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Prz. Geol.*, **31**, p. 370–377, nr 6.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. (1987) – Hydrogeology of the Lublin Coal Basin. *International Symposium: Hydrogeology of Coal Basins*, p. 383–402. Katowice 1987. *Wyd. AGH. Kraków*.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z., red. (w druku) – Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*
- RYKA W. (1982) – Tektonika uskokowa cokołu krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 545–558, nr 3/4.
- SZYDEŁ R. (1987) – Metodyka badań hydrogeologicznych utworów kurzawkowych w warunkach wysokich ciśnień w obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Symposium nt: Aktualne problemy hydrogeologii południowo-wschodniej Polski. Kazimierz Dolny 1986*. *Wyd. NOT. Warszawa*.
- SZYDEŁ R., ZWIERZCHOWSKI A. (1988) – Przestrzenne zróżnicowanie zwierciadła piezometrycznego jury na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego w świetle analizy matematycznej. *W: Geologia stosowana w badaniach LZW*, p. 195–204. *Wyd. UMCS. Lublin*.
- SZYDEŁ Z., SZYDEŁ R. (1984) – Tektoniczne założenia rynien dolnojurajskich i ich rozprzestrzenienie w północnej części Centralnego Rejonu Węglowego. *Prz. Geol.*, **32**, p. 349–354, nr 6.
- WILGAT T. (1959) – Z badań nad wodami podziemnymi Wyżyny Lubelskiej. *Ann. UMCS Sec. B*, **12**, p. 221–241, nr 6.
- ZNOSKO J. (1987) – Mapa tektoniczna SW brzegu platformy wschodniej Europy (IGCP 86) – Uwagi i impresje. *Prz. Geol.*, **35**, p. 3–8, nr 1.
- ZWIERZCHOWSKI A. (1981) – Normalny bilans wodny zlewni rzek Centralnego Rejonu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Tech. Posz. Geol.*, **20**, p. 33–37, nr 5.
- ZWIERZCHOWSKI A. (1986) – Przepływy wód złożowych w obszarze górniczego zagospodarowania Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Arch. Inst. Geol. Sosnowiec–Lublin*.

- ZWIERZCHOWSKI A. (1987a) – Przepływy wód złożowych w strefie bezpośredniego zainteresowania górnictwa w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Kwart. Geol., 31, p. 212–213, nr 1.
- ZWIERZCHOWSKI A. (1987b) – Struktura utworów karbonu produktywnego w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. X Sympozjum nt.: Geologia formacji węglonośnych Polski. Formacja karbońska, p. 65–71. Wyd. AGH. Kraków.
- ZWIERZCHOWSKI A. (1988) – Przestrzenne zróżnicowanie zwierciadła piezometrycznego piętra wodonośnego albu w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. W: Geologia stosowana w badaniach LZW, p. 183–194. Wyd. UMCS. Lublin.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1972) – Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1984) – Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 61 Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 21–35.
- ŻELICHOWSKI A.M., KOZŁOWSKI S., red. (1983) – Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Inst. Geol. Warszawa.

Александр ЗВЕЖХОВСКИ

СТРУКТУРНОЕ ОБОСНОВАНИЕ ПУТЕЙ МИГРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛЮБЛИНСКОГО УГОЛЬНОГО БАСЕЙНА

Резюме

В северо-восточной части Люблинского угольного бассейна изучались гидравлические процессы происходящие в глубинных водоносных горизонтах. Эти горизонты составляют отложения мела, юры и карбона и подчиненно девон. По картам (фиг. 3–6) и гидрогеологическим профилям (фиг. 7) анализировалось распределение по площади пьезометрических давлений и общей минерализации вод. Исследовались следующие горизонты: подошва верхнего мела, альб, юра и карбон до глубины 1000 м. Распределение по площади давления и минерализации сопоставлено со строением мезозой-палеозойского массива изучавшейся части угольного бассейна.

Главными зонами миграции подземных вод являются структурные разломы СЗ–ЮВ простирания. Вдоль этих разломов начиная с палеозоя до настоящего времени происходят горизонтальные перемещения. В зонах разломов, до глубины 1000 м главным направлением движения вод является нисходящее движение их по вертикали. Регионально движение вод направлено на СЗ. В отложениях верхнего мела в западных крыльях разломов существуют региональные динамические барьеры, а гидравлически активными являются восточные крылья разломов. Позже в юре и палеозое проходимы оба крыла разломов. Воды зон разломов питает первый водоносный горизонт, залегающий близко к поверхности. Вместе с глубиной растёт приток вод из отдалённых областей.

Приток вод в глубинные водоносные горизонты происходит латерально из разломных зон. На палеозойской поверхности существуют хорошо проницаемые юрские ложбины. Они дренируют воды разломов и проводят воды из отдалённых районов. Наряду со структурными разломами эти ложбины играют огромную роль в круговороте подземных вод. Существенное значение для циркуляции вод в гидроструктурных глубинных горизонтах имеют поперечные (СЗ–ЮВ) сбросы, вторичные по отношению к структурным разломам. В каменноугольных отложениях образовались к концу вестфалья, а в верхнемеловых отложениях они приурочены к позднеальпийской фазе. Вторичные карбонские сбросы гидравлически активны в обоих крыльях. Как карбонские, так и меловые сбросы способствуют питанию глубинных водоносных горизонтов.

Aleksander ZWIERZCHOWSKI

STRUCTURAL CONDITIONS OF DEEP GROUNDWATER CIRCULATION PATTERN IN NE PART OF THE LUBLIN COAL BASIN

S u m m a r y

Hydraulic processes which occur within deep aquifers were studied in NE part of the Lublin Coal Basin. These aquifers are related to Cretaceous, Jurassic, Carboniferous and subordinately Devonian series. Spatial distribution of piezometric pressure and total mineralization of waters were analysed basing on the compiled maps (Fig. 3–6) and hydrogeological cross-sections (Fig. 7). The following aquifers were examined: bottom one of the Upper Cretaceous, Albian, Jurassic, and Carboniferous one to the depth of 1000 m only. Pressure and mineralization arrangement have been correlated with the structure of the Mesozoic-Palaeozoic rock massif in this part of the coal basin.

Major zones of deep water flow are related to deep fractures oriented NW–SE. Strike-slip movements have occurred along these deep fractures since Palaeozoic. To the depth of 1000 m the prevailing vertical direction is expressed the downward movement of water (descension). Regional flow is directed to NW. In the western blocks of deep fractures, in the Upper Cretaceous rocks there are regional dynamic barriers while the eastern blocks are water permeable. Below in Jurassic and Palaeozoic rocks the blocks on either sides of deep fractures are permeable. Waters in deep fracture zones are fed from the first aquifer situated near the surface. The amount of waters deriving from distant areas increases with depth.

Deep situated aquifers are fed laterally from the deep fracture zones. Well permeable Jurassic drainage channels are located on the Palaeozoic subsurface. They drain waters from deep fracture zones as well as transmit waters from distant areas. Together with structural fractures these drainage channels are most important for deep water circulation. Also second order faults which are arranged transversally to the NW–SE oriented deep fractures are very important for water circulation in hydrostructures of deep aquifers. They developed in Carboniferous deposits at the end of Westphalian, and in Upper Cretaceous deposits during young Alpine orogeny. In Carboniferous deposits the blocks on either sides of the second order faults are permeable. However in Cretaceous deposits the second order faults (oriented W–E) are limited by aquicludes from the south while their northern blocks are permeable. Carboniferous faults as well as Cretaceous ones support recharge of deep aquifers.