

SPIS RZECZY

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Małgorzata POŁOŃSKA — Petrologia osadów kredy dolnej w niecce płockiej na tle środowisk depozycyjnych	5
Teresa PODHALAŃSKA — Granica ordowik/sylur w facji graptolitowej zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej	6

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Krzysztof Michał KRUPIŃSKI — Młodoplejstocénskie osady biogeniczne Wysoczyzny Płockiej i ich zawartość paleobotaniczna	9
Jacek LANDOWSKI — Torfowiska wschodniej części sandru tucholskiego	13
Marcin ŹARSKI, Michał PRZEŹDZIECKI, Joanna PRZASNYSKA — Stanowisko archeologiczne w Hucie Radoryskiej — wyniki badań geologicznych i archeologicznych	16

CENTRUM DOSKONAŁOŚCI BADAŃ ŚRODOWISKA ABIOTYCZNEGO

Katarzyna JARMOŁOWICZ-SZULC — Izotopy pierwiastków lekkich a studia cementacji osadów	18
---	----

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN — Czy na Mazurach było ścinanie?	20
Zbigniew CYMERMAN — Krystalinik Białorusi	22
Zbigniew CYMERMAN — Ewolucja strukturalna kompleksu kaczawskiego	24

Zbigniew CYMERMAN — <i>Mapa tektoniczna Dolnego Śląska</i> w skali 1:200 000.	26
Jacek KOŹMA — Ekofizjografia doliny Odry — wybrane problemy metodologiczne.	28
Jacek SIEMIĄTKOWSKI — Co to jest chondra?	29
Adam IHNATOWICZ, Andrzej BOSSOWSKI — <i>Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego</i>	30
Wiesław KOZDRÓJ — Geodynamiczna historia waryscydów na obszarze <i>Mapy geologicznej</i> <i>Lausitz–Jizera–Karkonosze</i> w skali 1:100 000	31
Krzysztof HORBOWY, Dariusz CZERSKI — Komputerowa archiwizacja SMGS — wstęp do cyfrowej edycji	33
Stefan CWOJDZIŃSKI — Pióropusze płaszcz a dynamika wnętrza Ziemi	34
Marek MICHNIEWICZ — Główne etapy przemian geochemicznych łupków pasma Starej Kamienicy (Sudety Zachodnie)	36
Zbigniew CYMERMAN — Strefy ścinań w suwalskim masywie anortozytowym — część I (złoże „Udryń”)	37

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Maria KARWASIECKA, Sławomir WILK — Analiza parametrów pola cieplnego Ziemi w obszarze LZW.	40
Anna JURCZAK-DRABEK — <i>Kopalnia soli „Solino”</i> na arkuszu Inowrocław MGGP.	41
Katarzyna STRZEMIŃSKA — Prezentacja arkusza Bydgoszcz Wschód <i>Mapy</i> <i>geologiczno-gospodarczej Polski</i>	44
Jadwiga WAGNER — Użytkowy charakter karbońskich poziomów wodonośnych w obszarach wpływu działalności górnictwa	45
Joanna FAJFER, Anita BARSZCZ — Krajowy Plan Gospodarki Odpadami — sektor gospodarczy.	47
Lidia RAZOWSKA-JAWOREK — Fluor w wodach podziemnych trzeciorzędowego piętra wodonośnego w rejonie Nysy.	50
Włodzimierz KRIEGER — Odpady z górnictwa i przeróbki kopalin w Krajowym Planie Gospodarki Odpadami.	51
Katarzyna STRZEMIŃSKA — Ochrona przyrody i krajobrazu w południowej części doliny rzeki Brdy (arkusze Gostycyn i Tuchola MGGP).	54
Małgorzata TRUSZEL — Skład chemiczny minerałów typomorficznych z metasomatycznie zmienionych skał z rejonu krakowsko-lublinieckiego.	56
Bogumił GAJOWIEC, Andrzej WIJURA, Sławomir WILK — Stan rozpoznania warunków hydrogeologicznych w zlewni środkowej Warty	57
Jolanta MARKIEWICZ — Charakterystyka petrograficzno-geochemiczna granitoidów strefy Kraków–Lubliniec	62

ODDZIAŁ KARPACKI

Józef CHOWANIEC — Wodonośność utworów fliszu podhalańskiego w świetle wyników badań wodochłonności.	64
Józef CHOWANIEC, Krzysztof WITEK — <i>Mapa hydrogeologiczna Polski</i> 1:50 000 obszaru Karpat (podsumowanie).	66
Piotr NESCIERUK, Andrzej SZYDŁO — Pozycja warstw istebniańskich w Beskidzie Morawsko-Śląskim.	67
Piotr FREIWALD, Przemysław KUKLA, Robert PATORSKI — Wykorzystanie instytucyjnych baz danych na przykładzie Banku Hydro.	68
Robert KOPCIOWSKI, Barbara OLSZEWSKA — Otwornice w służbie stratygrafii sekwencji na przykładzie jednostki śląskiej polskich Karpat Zewnętrznych.	71
Barbara OLSZEWSKA — Jak rozumieć mikropaleontologię stosowaną.	73
Barbara OLSZEWSKA — Nowe kierunki w badaniach otwornic. Morfogrupy otwornicowe i ich znaczenie dla interpretacji paleośrodowiskowej utworów Karpat Zewnętrznych.	74

Barbara OLSZEWSKA — Nowe kierunki w badaniach otwornic. Microforaminifera — czy traktować je poważnie.	76
Józef CHOWANIEC, Jan GOŁONKA — Geotermia Podhala i Orawy a problematyka głębokiego wiercenia (ODDP).	77
Barbara OLSZEWSKA — Nowe kierunki w badaniach otwornic. Dojrzałość termiczna — nowe zastosowanie otwornic w poszukiwaniu węglowodorów.	78
Tomasz MALATA, Ziemowit ZIMNAL, Wojciech GRANOSZEWSKI — Młodozwartorzędowe osady organiczne w Markowcach koło Sanoka.	80
Piotr FREIWALD, Robert PATORSKI — Wstępne dane na temat hydrogeologii Polesia w świetle prac nad arkuszami MhP w skali 1:50 000.	82
Józef CHOWANIEC — Wybrane zagadnienia z hydrogeologii Karpat Zachodnich.	84
Andrzej SZYDŁO — Korelacja graficzna jako narzędzie badań biostratygraficznych.	85
Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Leszek JANKOWSKI — Stratygrafia nanoplanktonowa górnokredowych margli węglowieckich jednostki podśląskiej.	87
Józef CHOWANIEC, Krzysztof WITEK — Problemy ochrony wód leczniczych w Rymanowie Zdroju.	90
Paweł MARCINIEC, Wojciech GRANOSZEWSKI, Ewa STWORZEWICZ, Ziemowit ZIMNAL — Utwory jeziorne na południe od Świlczy (Pogórze Dynowskie).	92
Piotr FREIWALD — Problemy rekultywacji terenów po likwidowanych kopalniach siarki, a środowisko naturalne.	93

ODDZIAŁ GEOLOGII MORZA

Ryszard WYRICKI — Mineralizacja wód holocenijskiej kredy jeziornej.	96
Ewa PRUSSAK — Wody podziemne Mierzei Wiślanej.	97
Regina KRAMARSKA — Wstępne wyniki badań osadów paleogeńskich w nowym profilu wiertniczym P-1 na Sambii.	100
Wojciech JEGLIŃSKI — Budowa geologiczna i rozwój delty Redy w późnym holocenie.	102
Radosław PIKIES, Ewa STARNAWSKA, Jakub ŻMUDA — Budowa geologiczna Mierzei Wiślanej na odcinku Stegna–Piaski.	104
Szymon UŚCINOWICZ, Joanna ZACHOWICZ — Zmiany poziomu wód Zalewu Puckiego w Holocenie.	107

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jerzy GAŁGOL — Złoże kopalin i walory innych składników środowiska przyrodniczego na obszarze arkusza Białogard <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> w skali 1:50 000.	109
Zbigniew SZCZEPANIK — Pozycja paleogeograficzna Gór Świętokrzyskich w kambrze w świetle badań paleontologicznych — przegląd istniejących danych.	110
Zbigniew SZCZEPANIK — Pozycja paleogeograficzna Gór Świętokrzyskich w ordowiku w świetle badań paleontologicznych — przegląd istniejących danych.	114
Jan MALEC — Paleogeografia syluru i najniższego dewonu Gór Świętokrzyskich w świetle badań paleontologicznych.	119
Jan MALEC — Znaczenie paleogeograficzne małżoraczków syluru Gór Świętokrzyskich.	121
Jan MALEC — „Formacja łupków z Widełek” w profilu syluru regionu południowego Gór Świętokrzyskich.	123
Andrzej ROMANEK — Podłoże kenozoiku w obrębie jednostki Drezdenka (blok Gorzowa).	125
Jerzy GAŁGOL — Złoże kopalin i walory innych składników środowiska przyrodniczego na obszarze arkusza Białogard <i>Mapy geologiczno-gospodarczej Polski</i> w skali 1:50 000.	127
Zbigniew ZŁONKIEWICZ — Jura środkowa w niecce miechowskiej.	128

ZAKŁAD GEOLOGII REGIONALNEJ I NAFTOWEJ

Małgorzata POŁOŃSKA: Petrologia osadów kredy dolnej w niecce płockiej na tle środowisk depozycyjnych

Materiał rdzeniowy pochodzi z otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego usytuowanych wzdłuż południowo-zachodniej strony niecki płockiej. Osady reprezentują wszystkie ogniwa kredy dolnej, a ich podział oparto o najnowsze wyniki badań biostratygraficznych.

Rozwój kredy dolnej przebiegał w zmieniających się środowiskach depozycji.

W początkowym okresie doszło do powstania osadów wapienno-marglistych, a następnie sedymentację w zbiorniku zdominowały osady silikoklastyczne.

W beriasie miała miejsce depozycja osadów na rampie węglanowej w szczególności w środowiskach laguny i równi pływowej. Powstały wówczas niskoenergetyczne madstony i wakstony odznaczające się niewielkim udziałem szczątków fauny. Wśród osadów rozpoznano między innymi wapienie mikropeloidowe, którym przypisuje się pochodzenie glonowe. W profilu notowano także osady środowisk wysokoenergetycznych. Wyróżniono flotstony i rudstony bioklastyczne, zbudowane głównie z ziaren szkieletowych tkwiących w spoiwie mikrytowym i scementowanych sparem kalcytowym. Wśród szczątków fauny przeważają muszle małży i ślimaków oraz spotyka się nagromadzenia skorupki małżoraczków. Miejscami powstały rudstony intra-bioklastyczne obfitujące w liczne okruchy wapieni. W rejonie Korabiewic na rudstonach koralowcowo-glonowych utworzyły się greinstony bioklastyczno-ooidowe.

W przeważającej części obszaru na osadach węglanowych zalegają osady klastyczne reprezentowane przez mułowce, piaskowce, iłowce, łupki ilaste i heterolity mułowcowo-ilaste. Sedymentacja ich rozpoczęła pod koniec beriasu przebiegała głównie w obrębie szelfu silikoklastycznego i trwała do końca kredy dolnej.

Utwory klastyczne walanżynu-hoterywu wykazują przeważnie ubogi skład mineralny, głównie kwarcowy. W obrębie piaskowców dominują waki droboziarniste, które w znacznym stopniu są impregnowane przez tlenki i wodorotlenki żelaza oraz materię organiczną. Niekiedy w utworach tych występują okruchy skał, ooidy żelaziste i bioklasty. Do rzadkości należą arenity kwarcowe o spoiwie węglanowym. Sporadycznie pojawiają się zlepieńce złożone ze szczątków fauny, różnorodnych litoklastów oraz okruchów kwarcowych tkwiących w tle ilasto-żelazisto-węglanowym. Iłowce i łupki ilaste bywają wzbogacone w bioklasty i materiał mułkowy. Obecność wak kwarcowo-glaukonitowych i glaukonitytów zaznaczyła się szczególnie w hoterywie.

Po depozycji ilasto-mułkowców osadów barremu doszło do sedymentacji porowatych osadów piaskowcowych o urozmaiconym składzie mineralnym. Wyróżniono wśród nich drobno- i średnioziarniste waki subarkozowe i sublityczne. Nierzadko są to osady różnoziarniste ze smugami obtoczonych ziarn kwarcu, także miejscami wykazujące teksturę bimodalną. Lokalnie notowano arenity kwarcowe o charakterze zlepieńcowym z okruchami wapieni mikrosparowych i bioklastami. Stwierdzono też zlepieńce lityczne złożone z litoklastów skał kwarcowych. Końcowy etap sedymentacji dolnokredowej stanowią arenity kwarcowe wzbogacone w ziarna glaukonitu i konkretne fosforytowe.

W okolicy Białobrzegów miała miejsce sedymentacja osadów w środowisku szelfu węglanowo-klastycznego. W jej obrębie powstały obfitujące w szczątki szkieletowe waki kwarcowo-glaukonitowe scementowane sparem kalcytowym oraz zapiaszczone bioklastyczne pakstony i greinstony z ooidami kalcytowymi. Sporadycznie obserwowano także bandstony.

Notowana różnorodność składu petrologicznego osadów w profilu pionowym dolnej kredy jest uwarunkowana zmieniającymi się środowiskami depozycji. W odróżnieniu od reszty obszaru, w SE części niecki płockiej istniały bardziej sprzyjające warunki dla akrecji węglanowej, do której przyczynił się znaczny rozwój fauny.

W dyskusji brali udział: A. Feldman-Olszewska, E. Jackowicz, K. Leszczyński, A. Maliszewska, M. Sikorska-Jaworowska i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 lutego 2003 r.

Teresa PODHALAŃSKA: Granica ordowik/sylur w facji graptolitowej zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej

Osady górnego ordowiku i dolnego syluru występujące w obszarze wyniesienia Łeby, chociaż znane tylko z głębokich wierceń, nie tylko, że nie ustępują niektórym profilom uznawanym za standardowe, to nawet można je uznać za szczególnie wartościowe dla badań tego interwału geologicznego. Nie tylko bardzo urozmaicony zespół skamieniałości, zarówno fauny bentonicznej jak i planktonicznej oraz bardzo „czuły” zapis zdarzeń w litologii ale również, w nie-

których profilach, prawdopodobnie ciągłość tego zapisu, sprawiają, że profile z przełomu ordowiku i syluru północnej Polski mogą konkurować z europejskimi i światowymi.

W tym kontekście, prowadzone badania osadów i fauny w interwale, często określanym w języku angielskim, „near the boundary” zmierzają do uczynienia polskich profili jeszcze bardziej przydatnymi dla światowych korelacji.

W referacie zostały omówione rezultaty analizy biostratygraficznej oraz analizy zespołów faunistycznych na pograniczu ordowiku i syluru w wybranych profilach wyniesienia Łeby przeprowadzonych w ramach tematu „Graptolity hirnantu i rhuddanu oraz granica ordowik/sylur w facji graptolitowej zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (wyniesienie Łeby)”. Temat ten realizowany był w ramach środków KBN przeznaczonych na działalność statutową PIG.

Celem podjętych badań było określenie zmian lito- i biofajalnych oraz paleośrodowiskowych na granicy O/S, analiza zespołów graptolitów oraz ustalenie ich zasięgów, rozstrzygnięcie problemu obecności poziomu *persculptus* a więc i ciągłości stratygraficznej między O i S oraz analiza fauny *Hirnantia* w zachodniej części syneklizy bałtyckiej w profilach wyniesienia Łeby. Podstawę opracowania stanowiły materiały paleontologiczne i litologiczne pochodzące z wierceń prowadzonych w obszarze wyniesienia Łeby przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A. (Białogóra 1, Białogóra 2, Łeba 8, Dębki 2) oraz materiały pochodzące z wierceń wykonanych przez Państwowy Instytut Geologiczny (Hel IG 1, Kościerzyna IG 1).

W późnym aszgilu obszar zachodniej części syneklizy bałtyckiej stanowił część kontynentu Baltiki, która znajdowała się na południe od równika w średnich szerokościach geograficznych, przy czym część kontynentu, obejmująca obszar badań znajdowała się najbliższej południowego jego brzegu w strefie klimatu umiarkowanego.

Przebieg sedymentacji, analiza litofacji i biofacji ordowiku górnego i syluru dolnego wyniesienia Łeby wykazuje daleko idące podobieństwa do obszarów Skanii i Bornholmu bałtyckiego zbiornika morskiego. W strefie tej, zwanej strefą skańską, w górnym ordowiku i dolnym sylurze powstawały osady małej miąższości, charakteryzujące się dużym udziałem materiału terygenicznego (iłowce, wapienie margliste, mułowce, piaskowce), charakterystyczne dla nerytycznej sedymentacji.

W 1985 r. Podkomisja Stratygraficzna Systemu Sylurskiego podjęła uchwałę przyjmującą spąg poziomu *acuminatus* za spąg syluru. Profil Dobs' Linn, NE Moffat, w południowej Szkocji, został formalnie uznany za stratotyp granicy ordowik/sylur.

Nowelizacja w stosunku do poprzednich ustaleń uznających spąg poziomu *persculptus* za spąg syluru spowodowała, że zmianie uległa granica pięter (np. hirnantu) oraz interpretacja czasowa zdarzeń. Odrodzenie i powtórna radiacja graptolitów jaka nastąpiła po okresie późnoordowickiego wymierania jest umiejscowiona poniżej granicy O/S a transgresja „wcześnieosylurska” odbyła się w późnym aszgilu, czyli jest późnoordowicka.

Przeprowadzone ostatnio rewizje profili standardowych w Dobs' Linn (Szkocja) oraz profili chińskich (region Yangtze), proponowanych na stratotypowe dla granicy ordowik/sylur zakłada wydzielenie w dolnym sylurze dwóch poziomów: *ascensus* oraz *acuminatus*, przy czym dolna granica *ascensus* jest dolną granicą rhuddanu i dolną granicą syluru.

Badania prowadzone w interwale granicznym pozwoliły na określenie następującej sekwencji litologiczno-paleoekologicznej w pobliżu granicy O/S. Od najstarszych są to:

- szare wapienie margliste z fauną *Hirnantia* z przeławiczeniami piaskowców;
- szare iłowce margliste z kanałami mieszkalnymi i żerowiskowymi (fodinichnia) oraz nielicznymi graptolitami;
- szare (ale nie czarne) iłowce z graptolitami;
- czarne iłowce z graptolitami i rzadkimi koprolitami;
- czarne iłowce wyłącznie z graptolitami.

Jednym z głównych celów badań była analiza sukcesji fauny w pobliżu granicy ordowik/sylur. Główną grupą skamieniałości ze względów facjalnych są graptolity. Bogaty ich zespół pozwolił na wydzielenie pięciu poziomów graptolitowych w hirnancie i rhuddanie. Są to od najstarszego: *persculptus*, *ascensus*, *acuminatus*, *vesiculosus*, *cyphus*. Osady leżące bezpośrednio poniżej zawierają faunę ramienionogów zawiasowych oraz trylobitów, przy czym dominującą grupą są ramienionogi zawiasowe tzw. fauna *Hirnantia*.

Charakterystyczny, szybko się pojawiający i szeroko w świecie rozprzestrzeniony, zdominowany przez ramienionogi, zespół *Hirnantia* występuje we wszystkich badanych profilach, powyżej margli i wapieni marglistych bez fauny lub z fauną trylobitów *Calliops callicephalus*, *Tretaspis seticornis* rawtheyu (aszgil dolny). W jednym z profilów w osadach węglanowych razem a wymienionymi trylobitami znaleziono graptolita *Dicellograptus ornatus* Hopkinson wskazującego na poziom *pacificus* rawtheyu.

Fauna *Hirnantia* jest fauną diachroniczną występującą w pobliżu granicy ordowik/sylur a jej szerokie rozprzestrzenienie związane jest z eustatycznym obniżeniem się poziomu morza i powiększeniem się obszarów płytszych szelfów, umożliwiających rozwój i migrację organizmów bentosowych. Obecność zespołu w profilach wyniesienia Łeby odzwierciedla okres glacioeustatycznego obniżenia się poziomu morza w późnym ordowiku.

Rozkwit graptolitów w dolnym sylurze odpowiada natomiast okresowi transgresji. Pierwsze graptolity pojawiają się jednak w górnym aszgilu w szarych osadach marglistych i występują czasem ze skamieniałościami śladowymi typu fodinichnia.

Przynajmniej w niektórych profilach stwierdzono więc stopniowe zmiany zarówno w litologii jak i w sukcesji fauny w pobliżu granicy O/S.

Piaskowce występujące w górnym ordowiku wyniesienia Łeby wskazują na powiększenie się obszarów erodowanych prawdopodobnie w związku z regresją w okresie oziębienia klimatycznego w hirnancie. Różnorodność ziaren kwarcu wskazuje, że pochodzą one z erozji starszych skał osadowych oraz skał magmowych. Spotyka się również ziarna wskazujące na wulkaniczną genezę.

Transgresja morska będąca skutkiem ocieplenia klimatu nastąpiła już w późnym hirnancie i spowodowała zmianę charakteru osadu i jego koloru oraz zmianę w zespole organizmów, nastąpił silny rozkwit glonów i bakterii powodujący wzrost anoksji.

W dyskusji brali udział: H. Matyja, P. Poprawa, J. Smoleń i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 listopada 2003 r.

ZAKŁAD KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ

Krzysztof Michał KRUPIŃSKI: Młodoplejstocénskie osady biogeniczne Wysoczyzny Płockiej i ich zawartość paleobotaniczna

W czasie prac kartograficzno-laboratoryjnych nad arkuszami Biezuń, Skrwilno, Żurmin, a w szczególności Sierpc, stwierdzono liczne stanowiska osadów biogenicznych interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu, powyżej których zalegają lub nie występują utwory glacialne. Okoliczności te pozwoliły: wyznaczyć linię maksymalnego na tym obszarze zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły, odtworzyć przemiany klimatyczno-florystyczne w środowisku przyrodniczym młodszego plejstocenu tego rejonu Polski, poznać niektóre cechy fizykochemiczne osadów biogenicznych, dynamikę kopalnych zbiorników jeziornych, dotychczas nieznanego eemskiego pojezierza, opracować regionalną stratygrafię pyłkową charakteryzującą sukcesję zbiorowisk roślinnych młodszego plejstocenu Wysoczyzny Płockiej, zwanej również Płońską. Cel ten został osiągnięty w latach 1999–2002, w ramach realizacji tematu 6209109000 „Młodoplejstocénskie zbiorniki jeziorne Wysoczyzny Płockiej w świetle badań palinologicznych ich osadów”. W jego realizacji oprócz autora udział wzięli: dr J. Kotarbiński i mgr I. Matejko.

Badaniami objęto pobrane sądą *GEOPROBE* pełne, o nienaruszonej strukturze rdzenie osadów: jeziornych, telmatycznych i terrygenicznych ze: Studzieńca i Nadolnika, powyżej których stwierdzono obecność osadów glacialnych oraz ze Śniedzanowa i Dąbrówek, powyżej których nie stwierdzono osadów glacialnych. Do opracowania włączono również wyniki analogicznych badań podobnie pobranych i opracowanych osadów biogenicznych z Zielunia i Lubowidza, położonych już na obszarze Równiny Urszulewskiej.

Wszystkie wymienione stanowiska osadów biogenicznych położone są na obszarze sandru dobrzyńskiego, utworzonego w dwu fazach. Powstanie jego wyższego poziomu o wysokości 160–128 m n.p.m. należy zdaniem J. Kotarbińskiego wiązać z maksymalnym na tym obszarze zasięgiem lądolodu zlodowacenia wisły — w czasie fazy leszczyńsko-poznańskiej stadiału głównego. Powstanie niższego, młodszego poziomu sandrowego, o wysokości 145–115 m n.p.m. autor ten wiąże z odpływem wód sprzed czoła lądolodu zlodowacenia

wisły, który wycofał się na linię moren dobrzyńskich (subfaza dobrzyńska). Wody akumulujące ten poziom rozdzielały się w okolicach Sierpca. Część ich płynęła ku wschodowi „pradolina raciąską” rozcinając wyższy, wcześniej powstały poziom sandrowy, gdy inna ich część płynęła ku południowi, wzdłuż współczesnej doliny Skrwy. Stanowiska osadów biogenicznych interglacjału eemskiego: Studzieniec, Babiec Piaseczny, Nadolnik, Dąbrówki i Śmiedzanowo usytuowane są na obszarze niższego, młodszego poziomu tego sandru, zaś Zieluń i Lubowidz w północnej, proksymalnej części jego wyższego, starszego poziomu.

W Studziencu są to: zalegające na szarozielonej glinie zwałowej, piaskach ze żwirem, piaskach, ciemnonoszare mułki, mułki ilaste, gytia ilasta zróżnicowana morfologicznie i genetycznie, gytia wapienna, strefowo wyraźnie laminowana, drobno i grubodetrytyczna gytia wapienna, gytia torfiasta, słabo, średnio i dobrze rozłożony torf, namuły torfiaste, szara i szarooliwkowa interstadialna gytia wapienna, szary torf z piaskiem i piasek z torfem, szarobrzazowe namuły torfiaste, dobrze, średnio i słabo rozłożony torf, piaski z substancją organiczną, szare namuły torfiaste i jasnoszare piaski. Łączna miąższość tych osadów wynosi ponad 16 metrów. Przykryte są utworami o miąższości 2,80 m, w obrębie których wyróżniono piaski z licznym żwirem, szarozielone mułki i iły (+++ HCl) piaski przewarstwione mułkami, jasnoszare silnie zażelazone mułki i różnoziarniste piaski ze żwirem.

W analogicznej sytuacji geologicznej występują położone w sąsiednim stanowisku, podobne i o zbliżonej miąższości zbadane tylko ekspertyzowo osady biogeniczne w Babcu Piasecznym. W podobnej sytuacji występują osady biogeniczne w Nadolniku. Są to: mułki, piaski, szara gytia łupkowata, szare i szarobrzazowe łupki, szare łupki torfiaste, szarobrzazowy torf, zapiaszczony torf i piaski ze storfiałą substancją organiczną, o łącznej miąższości 4,50 m. Przykryte są one 4 metrową warstwą piasków strefowo ze żwirem, w obrębie których występuje 0,60 m warstwa sinoszarych, laminowanych mułków warwowych. Gлина zwałowa występuje obocznie. Osady biogeniczne interglacjału eemskiego występujące w położonych o 1,5 km na S od Nadolnika, Dąbrówkach mogły, lecz nie musiały być przykryte przez lądolód zlodowacenia wisły. Są to zalegające na różnoziarnistych piaskach, szare mułki ilaste, zróżnicowane morfologicznie i genetycznie gytia wapienna, torf, ciemnoszary namuł torfiasty, szara, o zróżnicowanym stopniu zapiaszczenia interstadialna gytia wapienna i szare piaski. Ich łączna miąższość wynosi ponad 6 metrów. W obrębie 3,5 metrowej warstwy przykrywających osadów kolejno występują: żwir z kamieniami, mułki i mułki piaszczyste i różnoziarniste piaski ze żwirem. W innej sytuacji geologicznej występują osady biogeniczne interglacjału eemskiego w położonym ok. 1,5 km na E od Dąbrówek, Śmiedzanowie. Nie stwierdzono faktów dowodzących ich przykrycia przez lądolód zlodowacenia wisły. Ich miąższość wynosi 6,80 m. Są to zalegające na piaskach ze żwirem: zróżnicowana morfologicznie i genetycznie gytia ilastowapienna i gytia wapienna, strefowo skrytolaminowana, w górnej strefie drobno i grubodetrytyczna, ciemnoszary dobrze rozłożony torf, ciemnoszary, intensywnie odbarwiający ręce namuł (osad popożarowy, jego popielność to 90–91 %), ciemnoszary namuł torfiasty, torf i jasnoszare piaski. Przykryte są mułkami, piaskami, różnoziarnistymi piaskami o łącznej miąższości 2,70 m. Osady biogeniczne interglacjału eemskiego występujące w Zieluniu, Lubowidzu, około 30 km na N od wcześniej opisanych stanowisk, nie były przykryte przez lądolód zlodowacenia wisły. Są to przeważnie torfy, torfy z piaskiem i mułki z substancją organiczną, o wyraźnie mniejszej miąższości (2,70 m i 1,00 m) przykryte piaskami

o miąższości około 9 metrów, strefowo ze żwirem lub z przewarstwieniami szarych, wyraźnie laminowanych mułków.

W pobranych o nienaruszonej strukturze rdzeniach osadów biogenicznych i wytypowanych próbach oznaczono: zawartość wody (metodą suszarkową), zawartość substancji organicznej (strata prażenia) i popiołu ogólnego (metodą spalania w temperaturze 550°C) oraz zawartość węglanów w przeliczeniu na CaCO_3 (metodą Scheiblera). Opracowano paleobotanicznie 6 rdzeni osadów biogenicznych, wykonując analizę pyłkową ponad 340, z pobranych ponad 770 próbek.

Wyniki badań niektórych cech fizykochemicznych młodoplejstoczeńskich osadów ze zbiorników akumulacji biogenicznej wymienianych stanowisk, wykazały duże zróżnicowanie w zawartości wody, związane z ich dużą zmiennością litologiczną i genetyczną. Największą wilgotność wykazały nierozłożone torfy, nieco mniejszą torfy rozłożone, grubodetrytyczne gytie torfiaste i namuły torfiaste. Wyraźnie mniejszą zawartość wody wykazały namuły, gytie wapienne, najmniejszą mułki i piaski. W odróżnieniu od osadów holoczeńskich podobne lub zbliżone litologicznie i genetycznie utwory nie wykazały różnic związanych z głębokością zalegania, czyli uwarunkowanych zróżnicowaniem stopnia kompaktacji. Jest to cecha wyraźnie różniąca osady plejstoczeńskie od holoczeńskich. Wyjątkowo dużą stabilność pod tym względem wykazują poszczególne rodzaje plejstoczeńskiej gytii wapiennej. Uzyskane wyniki oznaczeń ich wilgotności są zbliżone do podobnej litologicznie i genetycznie gytii wapiennej interglacjału mazowieckiego z rejonu Białej Podlaskiej (Krupiński, 1990, 1991, 1995).

Zawartość substancji organicznej (strata prażenia) i popiołu ogólnego czyli surowego w osadach z badanych stanowisk jest wyraźnie zróżnicowana i jest ona związana z charakterem i genezą osadów. Zdecydowanie największą zawartością substancji organicznej (96–88%), a jednocześnie najmniejszą popielnością (4–12%) cechują się nierozłożone torfy, nieznacznie mniejszą (82–68%) zawartość substancji organicznej wykazały słabo i średnio rozłożone torfy i grubodetrytyczne gytie torfiaste. Wyraźnie mniejszą, lecz zróżnicowaną zawartość substancji organicznej (68–28%) i większą zawartość popiołu (32–72%) wykazują cechujące się różnym stopniem zapiaszczenia namuły i namuły torfiaste. Popielność wysokowęglanowych, jasnych i szarooliwkowych gytii wapiennych jest bardzo wysoka (70–92%), a głównym składnikiem popiołu jest CaCO_3 . Podobną lub zbliżoną popielnością cechują się gytie wapiennoilaste, wyraźnie większą (94–98%) gytie ilaste oraz występujące w dolnej części większości badanych rdzeni szare i jasnoszare mułki i mułki ilaste (90–88%). Największą popielnością i najmniejszą zawartością substancji organicznej cechują się szare i jasnoszare piaski, ich popielność dochodzi do 98%. Bardzo dużą popielność (90–91%) wykazują występujące strefowo w rdzeniu ze Śniedzanowa ciemnoszare osady ilaste (głęb. 5,26–5,50 m) będące pozostałością po pożarze podziemnym torfowiska.

Zawartość węglanów w przeliczeniu na CaCO_3 w badanych osadach jest wyraźnie zróżnicowana i związana jest z ich charakterem litologicznym i genetycznym. W jasnoszarych i szarych mułkach waha się od 9 do 18%, gytiach ilastych od 5 do 23%, gytiach wapiennoilastych i ilastowapiennych od 18 do 43%, szarej, ciemnoszarej, szarooliwkowej i jasnoszarej gytii wapiennej od 31 do 90%, zaś w drobno i grubodetrytusowej gytii wapiennej jest ona wyraźnie zróżnicowana i waha się od 49% do 2%, wreszcie w wyżej zalegającej w profilu Suddzieniec i Dąbrówki jasnoszarej, szarej i szarooliwkowej, o zróżnicowanej zawartości piasku,

gytii interstadialnej, od 12 do 52%. Pod tym względem gytie holocenijskie nie różnią się od gytii plejstocenijskich.

W obszarach biogenicznych z badanych paleobotanicznie stanowisk wydzielono zróżnicowaną, w niektórych znaczną liczbę L PAZ (lokalnych zespołów poziomów pyłkowych). Zdecydowanie największą ich liczbę — 24, obejmującą najdłuższy odcinek młodszego plejstocenu wyróżniono w rdzeniu z otworu wiertniczego Studzieniec ST. 1/99. Ich akumulacja obejmuje znaczny odcinek późnego glacjału zlodowacenia warty, cały interglacjał eemski i cały wczesny vistulian, z dwoma w jego obrębie ociepleniami o charakterze interstadialnym, nazwanymi Studzieniec I i Studzieniec II, skorelowanymi z interstadiami Amersfoort, Brörup i Odderade oraz być może początek środkowego vistulianu. W osadach biogenicznych z pozostałych stanowisk — o wyraźnie mniejszej miąższości — wyróżniono zdecydowanie mniejszą liczbę L PAZ: Dąbrówki i Nadolnik — po 14, Śniedzanowo — 12, Zieluń — 9, Lubowidz — 4, obejmujących zdecydowanie krótszy odcinek młodszego plejstocenu. W osadach biogenicznych ze Śniedzanowa zaznaczają się duże, uwarunkowane przez pożar podziemny torfowiska, luki palinostratygraficzne. Podobna luka stratygraficzna zaznacza się między stropem zachowanych osadów biogenicznych interglacjału eemskiego (Nadolnik) lub wczesnego vistulianu (Śniedzanowo, Dąbrówki, Studzieniec), a wyżej zalegającymi jasnoszarymi i szarozielonymi mułkami o charakterze warwowym, których spektra pyłkowe posiadają redepozycyjny charakter i cechują się znacznym udziałem zreponowanych sporomorf roślin trzeciorzędowych i planktonu morskiego z grupą Hystrichosphaeridae. W interpretacji paleobotanicznej uznano je jako warstwy w sensie geologicznym. Korelację wyróżnionych R PAZ cechujących na terenie Wysoczyzny Płockiej sukcesję zbiorowisk roślinnych interglacjału eemskiego, z charakteryzujących sukcesję pyłkową tego interglacjału na terenie Polski (Mamakowa, 1989), obszarze Warszawy (Krupiński, 2002a) lub w rejonie Koni (Tobolski, 1991), przedstawiono w tabeli, zamieszczonej w opracowaniu znajdującym się w CAG PIG (Krupiński, 2002b) lub w złożonym do druku w Pracach PIG.

Stwierdzenie osadów biogenicznych interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu w stanowisku Studzieniec, Babiec Piaseczny i Nadolnik utworów glacygenicznych, bądź residuum potwierdza pogląd sformułowany na podstawie przesłanek geomorfologicznych o przebiegu południkowym linii maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły, nieznacznie na wschód od Sierpca.

Wyniki oznaczeń cech fizykochemicznych osadów biogenicznych pozwoliły zdecydowanie lepiej poznać badane osady, ich genezę, procesy sedymentacyjne i postsedymentacyjne, zwłaszcza zaburzeniowe osadów.

Występujące w osadach biogenicznych z 6 stanowisk elementy florystyczne i osiągnięte w spektrach pyłkowych przez te taksony wartości, pozwalają wiązać akumulacje tych osadów z interglacjałem eemskim, z późnym glacjałem w dalszym odcinku oraz całym wczesnym vistulianem w górnym odcinku, w obrębie którego wyróżniono dwa ocieplenia o charakterze interstadialnym.

Ważnym składnikiem zbiorowisk leśnych młodszego odcinka fazy leszczynowej był dotychczas rzadko wyróżniany *cis*. Jego wartości w spektrach dochodzą do 9%. Odnotowano również nieliczne ziarna pyłku: *Hedera*, *Viscum*, *Ligustrum*, *Ilex*, *Vitis* i *Fagus*.

W rdzeniach osadów biogenicznych z większości stanowisk zaznaczają się wyraźnie luki stratygraficzne lub przerwy sedymentacyjne.

W diagramie i w osadach ze Śniedzanowa zaznaczają się wyraźne cechy sukcesji popożarnej.

W interglacjale eemskim północna część Wysoczyzny Płockiej była wielkim pojezierzem, z dużym dominującym i głębokim zbiornikiem w Studzieńcu. Jeziora lub znaczna ich część, funkcjonowała prawdopodobnie w jednym systemie hydrologicznym.

Referowane opracowanie wypełnia białą plamę, jaką była dotychczas Wysoczyzna Płocka na mapie stanowisk flory interglacjału eemskiego obszaru Polski.

Występowanie badanych osadów biogenicznych interglacjału eemskiego — w niektórych stanowiskach również wczesnego vistulianu — na podobnym lub zbliżonym poziomie hipsometrycznym (108–114 m n.p.m.) mułków i ilów warwowych, czyli analogicznym, jak w strefie brzeżnej Wielkiego Zastoiska Warszawskiego, pozwala wysunąć przypuszczenie, że zasięg Zastoiska Warszawskiego mógł być znacznie większy, aniżeli sądzono dotychczas lub osady te pochodzą z odrębnego, regionalnego zastoiska położonego na północ od Zastoiska Warszawskiego na obszarze przynajmniej zachodniej części „pradoliny raciańskiej”.

W końcowej części referatu wstępne wyniki badań zawartości trwałych izotopów i *Cladocera* w osadach ze Studzieńca i wynikające z tych badań wnioski przedstawiły: dr Joanna Mirosław-Grabowska i mgr Monika Niska z Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie. Wnioski wynikające z tych badań są zbieżne, wzmacniają i uzupełniają wnioski wynikające z badań fizykochemicznych i peleobotanicznych tych osadów. Zostały również rozpoczęte ich badania okrzemkowe przez doc. dr hab. Barbarę Marciniak.

W dyskusji brali udział: K. Kenig, T. Krzywicki, T. Madeyska, W. Morawski, K. Piotrowska, K. Szeroczyńska, H. Winter i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 kwietnia 2003 r.

Jacek LANDOWSKI: **Torfowiska wschodniej części sandru tucholskiego**

Celem wykonanych badań było określenie występowania i historia zbiorników akumulacji biogenicznej znajdujących się we wschodniej części Borów Tucholskich, w środkowej części Nadleśnictwa Dąbrowa.

Badany obszar wg Kondrackiego zaliczany jest do makroregionu Pojezierzy Południowobałtyckich, do mezoregionu Borów Tucholskich (Równiny Tucholskiej).

Obszar badań położony jest na wysokości od 55 do 100 m n. p. m., z czego większa część znajduje się na wysokości od 90 do 100 m n. p. m. Największe różnice wysokości względnych występują w rejonie dolin rzecznych, przede wszystkim rzeki Mątwy.

Przeważająca część obszaru badań położona jest na równinie sandrowej zwanej sandrem Mątwy (Pietrucień, 1963), która stanowi wschodnią część sandru tucholskiego. Sandr ten powstał w fazie pomorskiej vistulianu i zbudowany jest głównie z piasków z wkładkami żwirów, głazików i otoczków. Południowo-wschodnia część badanego obszaru położona jest na wysoczyźnie morenowej. Na całym obszarze badań występują liczne bezodpływowe

zagłębienia po martwym lodzie. W znacznej części zagłębień znajdują się jeziora i torfowiska. Występują również liczne rynny subglacjalne, współcześnie zajęte w głównej mierze przez system rzeczny Mąrawy, Sobińskiej Strugi oraz Sinowej Strugi. W systemach rynien łączących się ze sobą powstały liczne jeziora, współcześnie podlegające intensywnemu procesowi eutrofizacji. Do takich rynien można zaliczyć między innymi rynnę przebiegającą od J. Szczerbinek, poprzez Rybno Duże, Rybno Małe oraz łąkę Krępa.

Badany obszar w przeszłości podlegał także intensywnym procesom eolicznym, na co wskazują liczne, aczkolwiek niewielkich rozmiarów wydmy, które znajdują się głównie w jego centralnej części.

Badania zbiorników akumulacji biogenicznej na terenie wschodniej części Borów Tucholskich polegały na określeniu głębokości, miejsca ich występowania oraz opisu roślinności. Osady pobierano za pomocą sondy typu „Instorf” opisując je metodą Troels-Smitha. Dla wybranych obiektów wykonano przekroje geologiczne oraz schematyczne plany przedstawiające rozmieszczenie poszczególnych odwiertów. Zawartość CaCO_3 w osadach oznaczana jest aktualnie metodą Scheiblera, a zawartość substancji organicznej, metodą spalania w temperaturze 550°C .

Do referatu wybrano spośród 148 obiektów 2 torfowiska: torfowisko Krzewiny oraz torfowisko Pięćmorgi.

Największe na badanym obszarze torfowisko Krzewiny położone jest na południe od osady Krzewiny i zajmuje obszar ok. 93,6 ha. Jego powierzchnia leży 78,5 m n.p.m. Jest otoczone niewielkimi wzniesieniami o maksymalnej wysokości dochodzącej do 91,4 m n.p.m. Na brzegu torfowiska występuje kilkumetrowej szerokości, wypełniona wodą strefa brzeżna, zwana okrajkiem. Jej głębokość ulega w ciągu roku wahaniom od ok. 30 cm jesienią do ok. 80 cm latem.

Spąg torfowiska w części wschodniej schodzi poniżej 67,5 m n.p.m. Maksymalna głębokość torfowiska nie jest znana. W wykonanym w części zachodniej odwiercie o głębokości 11 m nie osiągnięto spągu osadów.

W północnej części znajduje się piaszczysta „wyspa” porośnięta drzewostanem sosnowym. Podobny pod względem budowy i pokrywy roślinnej obszar znajduje się w południowej części torfowiska.

Na podstawie analizy map topograficznych z początku i końca XX w. można stwierdzić, że torfowisko to poddawane było licznym działaniom melioracyjnym, głównie odwadnianiu. Sieć kanałów w początkach XX w. była znacznie większa, niż współczesna. Obecnie jedynie w północnej części zachowały się niepogłębiane już kanały melioracyjne.

Wypłylenie misy jeziornej oraz towarzysząca mu sukcesja roślinności torfotwórczej doprowadziła do wypełnienia całego zbiornika osadami biogenicznymi jak piasek z niewielką ilością gytii detrytusowej lub wapiennej, ponad którym zalega głównie gytia detrytusowa lub wapienna z piaskiem. Miąższość osadów limnicznych, głównie gytii drobnodetrytycznej czasem ze szczątkami mchów torfowcowych oraz roślinności zielnej dochodzi do 11 m. Nie stwierdzono występowania typowych torfów mszystych i zielnych, które jedynie można spotkać w części stropowej torfowiska.

W sekwencji osadów, na głębokości od ok. 0,3–2,2 m występuje woda. Osady położone poniżej i powyżej są silnie rozwodnione. W obrębie misy, w strefie przejściowej pomiędzy gytia, a piaskiem zauważono występowanie węgli drzewnych. Na podstawie ich położenia,

a także braku osadów biogenicznych pochodzenia lądowego można stwierdzić, iż są one pochodzenia allochtonicznego i zostały zdeponowane w obrębie istniejącego tutaj niegdyś jeziora. W kilku odwiertach, na różnych głębokościach stwierdzono występowanie ziaren jezierzyny mniejszej (*Najas minor*).

Torfowisko Pięćmorgi położone jest w podłużnym, wąskim obniżeniu znajdującym się na północny wschód od wsi Pięćmorgi. Powierzchnia torfowiska zajmuje obszar ok. 9,56 ha i położone jest 70,6 m n.p.m. Od strony wschodniej i zachodniej otoczone jest wzniesieniami, których maks. wysokość dochodzi do 88 m n.p.m. cechującymi się znacznym stopniem nachylenia. W północno-wschodniej części torfowiska znajduje się źródło przepływającego strumienia, który jest jednym z dopływów Sinowej Strugi. Centralna część torfowiska jest silnie podtopiona wodami przepływającego strumienia. Miejsce wypływu wód strumienia, położone w północnej części ma cechy obszaru źródłiskowego. Północna i środkowa część torfowiska pokryta jest w całości zbiorowiskiem leśnym, w którym przeważają brzozy oraz ogromne sosny.

Miażdżość osadów biogenicznych dochodzi maksymalnie do 9 m. Spąg osadów stanowi gytia wapienna z gytia drobnotetryczną, poniżej której znajduje się piasek z domieszką gytii wapiennej. Na głębokości 3,9 m do 7 m pod poziomem terenu zalega gytia drobnotetryczna z domieszką składnika zielnego, wśród której znaleziono ziarna jezierzyny mniejszej (*Najas minor*). Powyżej, aż do powierzchni torfowiska występują osady złożone w przeważającej części z torfów mszystych z dodatkiem składnika zielnego. Na głębokości 2,6–2,8 m oraz na powierzchni stwierdzono występowanie substancji humusowej. Lokalnie, w niektórych miejscach torfowiska w osadach wyraźnie widać soczewki wody.

W zachodniej części torfowiska, na głębokości 3,1–3,5 m stwierdzono znaczną domieszkę piasku, dochodzącą aż do 90% masy osadów. Poniżej, do 4,5 m pod powierzchnią terenu zalega gytia wapienna z gytia drobnotetryczną, z dodatkiem stałowoszarego mułku. Świadczy to o intensywnych procesach stokowych zachodzących w tym miejscu. We wschodniej części torfowiska, w najpłytszym odwiercie, na głębokości 1–1,8 m znaleziono przewarstwienia węgli drzewnych, informujące o pożarach na tym obiekcie.

W referacie przedstawiono charakterystykę dwu ze 148 torfowisk występujących w środkowej części Nadleśnictwa Dąbrowa. Pochodzenie ich jest związane z limnicznym, telmatycznym i terestrycznym środowiskiem akumulacyjnym. Większość z nich (42% przebadanych) ma genezę limnogeniczną. Torfowisko Pięćmorgi powstało w rymnie subglacialnej, o czym świadczy jego wydłużony kształt, stosunkowo znaczna głębokość misy oraz otaczające wysokie wzniesienia. W przeszłości było ono torfowiskiem wysokim. W torfowiskach takich wyraźnie uwidacznia się znaczna miażdżość osadów złożonych w przeważającej części z torfów torfowcowych. Współcześnie takie obiekty mają najczęściej cechy torfowisk przejściowych. Spowodowane jest to głównie działalnością człowieka, przede wszystkim zaś niewłaściwą ich melioracją

Torfowisko Krzewiny powstało natomiast w zagłębieniu terenu, którego geneza może być związana z wytopieniem się bryły martwego lodu. Występujące w osadach gytie wapienne z licznymi szczątkami malakofauny, gytie drobnotetryczne ze szczątkami roślinności wodnej świadczą o tym, że przez znaczny okres czasu zbiornik ten był jeziorem. W tym przypadku działalność człowieka (melioracja) spowodowała znaczne przyspieszenie zarastania zbiornika i jego zmianę w torfowisko.

Na badanym obszarze zachowały się też torfowiska naturalne, w których działalność człowieka nie została wyraźnie zaznaczona. Wśród zinwentaryzowanych torfowisk zajmują one ok. 32% powierzchni zbadanych, zaś seminaturalne ok. 47% tej powierzchni.

W dyskusji udział brali: K. Kenig, K. Krupiński, Z. Krysiak, A. Makowska, K. Tobolski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 listopada 2003 r.

Marcin ŻARSKI, Michał PRZEŹDZIECKI, Joanna PRZASNYSKA: Stanowisko archeologiczne w Hucie Radoryskiej — wyniki badań geologicznych i archeologicznych

Tematem referatu było streszczenie badań nad określeniem pozycji stratygraficznej osadów budujących wydmy i jej otoczenia oraz opracowanie zabytków krzemiennych pod względem przynależności kulturowej. Materiały do badań zostały pozyskane w trakcie realizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000* ark. Okrzeja oraz prac wykopaliskowych prowadzonych przez Instytut Archeologii Uniwersytetu Warszawskiego. Wydma w Hucie Radoryskiej usytuowana jest w szerokim obniżeniu dolinnym Małej Bystrzycy, wypełnionym torfami, około 15 km na wschód od Żelechowa (wschodnia część Wysoczyzny Żelechowskiej). Wydma znajduje się na półwyspie piaszczystym zbudowanym z osadów rzecznych i eolicznych. Omawiany teren znajdował się w zasięgu zlodowacenia warty. Wysoczyzna otaczająca obniżenie zbudowana jest z osadów wodnolodowcowych: piasków i żwirów oraz utworów lodowcowych: glin zwałowych. Wykonane wiercenia w wydmy oraz w obniżeniu dokumentują 5 głównych serii sedymentacyjnych: wodnolodowcową i zastoiskową zlodowacenia warty, rzeczną z okresu interglacjału eemskiego i zlodowacenia wisły, eoliczną ze schyłku zlodowacenia wisły, torfową i eoliczną z holocenu. Obniżenie dolinne Huty Radodoryskiej powstało po wytopieniu się bryły martwego lodu z okresu zlodowacenia warty.

Wysokość wydmy nie przekracza kilku metrów. Piaski wydmy są silnie eksploatowane i rozwiewane. Pod współcześnie nawianymi piaskami o miąższości 0,5–1 m stwierdzono kopalną glebę bielcowo-darniową z okresu późnego atlantyku, datowaną metodą ^{14}C na 5020 lat. Występują w niej następujące poziomy glebowe: A1 — próchniczny (ciemnoszary), A2 — wymywania (jasny), B1 — wmywania (brązowy), B2 — wmywania (ciemnobrązowy), B/C — przejściowy (brązowo-żółty), C — skały macierzystej (żółty). Omawiane poziomy budują głównie średnioziarniste piaski kwarcowe z domieszką drobno i gruboziarnistych, które były transportowane z niedużej odległości. Piaski są średnio wysortowane o powierzchni ziaren matowej. Największą zawartość próchnicy stwierdzono w poziomie A1, B1 i B2.

Zabytki krzemienne w ilości kilkuset sztuk znajdowane były na powierzchni wydmy. Pochodzą one z poziomu próchnicznego A1. Wśród materiału krzemiennego dominował suro-

wiec lokalny: kredowy krzemień bałtycki oraz świeciechowski krzemień kredowy i krzemień czekoladowy. Omawiane zabytki pochodzą głównie z okresu mezolitycznego i reprezentują kulturę komornicką i chojnicko-pieńkowską. Ponadto stwierdzono materiał krzemienny z okresu późnego paleolitu oraz bifacjalny grocik krzemienny z epoki brązu. Dogodne położenie wydmy, na półwyspie piaszczystym otoczonym przez wody zarastającego zbiornika wodnego sprzyjały zasiedlaniu tego miejsca przez człowieka. Metody badań geologiczne i archeologiczne pozwoliły na szczegółowe ustalenie stratygrafii osadów budujących wydmy oraz na uchwycenie zmian w paleośrodowisku. Wydma w Hucie Radoryskiej jest pierwszym udokumentowanym stanowiskiem archeologicznym w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Żelechowskiej.

W dyskusji brali udział: M. Krupiński, K. Kenig, Z. Krysiak, M. Krawczyk i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 grudnia 2003 r.

CENTRUM DOSKONAŁOŚCI BADAŃ ŚRODOWISKA ABIOTYCZNEGO

Katarzyna JARMOŁOWICZ-SZULC: Izotopy pierwiastków lekkich a studia cementacji osadów

Większość naturalnie występujących pierwiastków składa się z więcej niż jednego stabilnego izotopu. Dla pierwiastków lżejszych niż wapń, izotopy mogą ulegać frakcjonacji w czasie procesów fizycznych, jako konsekwencja różnicy mas pomiędzy tymi izotopami. Stopień frakcjonacji jest proporcjonalny do różnicy mas.

Badanie izotopów stabilnych lekkich pierwiastków, takich jak wodór, węgiel, tlen, azot i siarka stanowi ważne narzędzie w geologii, gdyż:

- pierwiastki te są często głównym składnikiem ważnych geologicznie fluidów, co pozwala zarówno na badanie tych fluidów, jak i efektów interakcji fluid-skała;
- izotopy używane są jako trasery do określania źródła pierwiastka;
- izotopy służą jako paleotermometry;
- stanowią środek badań mechanizmów dyfuzji i reakcji w procesach geologicznych.

Badania izotopów stabilnych w kontekście studiów cementacji osadów przedstawiono dla tlenu, węgla i siarki. Omówiono podstawy metodyczne oznaczeń izotopowych ze szczególnym uwzględnieniem metod badań punktowych w przypadku tlenu (kwarc w obwódkach diagenetycznych) i węgla (kalcyt).

Na podstawie badań izotopowych dla różnych pierwiastków lekkich przedstawiono możliwości odtworzenia zapisu historii poprzez pogrzebanie nawet do warunków współczesnych.

Jako przykład interpretacyjny dla tlenu zaprezentowano interpretację oznaczeń punktowych w kwarcu (obwódki autigeniczne w piaskowcach kwarcowych bloku Łeby w Morzu Bałtyckim) oraz badania inkluzji fluidalnych (Jarmołowicz-Szulc, 2001). Przykładami interpretacji wyników badań izotopowych węgla i tlenu były następujące tematy: studium zlepieńców z kamieniołomu Zygmunówka w Górach Świętokrzyskich (Zbroja i in., 1998); badania dolomitów dewońskich z obszaru Gór Świętokrzyskich (Migaszewski i in., 1995); studia cementacji osadów permskich (czerwony spągowiec: Maliszewska, 1997; Kuberska,

2002). Możliwości interpretacji wyników oznaczeń izotopowych siarki zaprezentowano na podstawie badań cementacji białego spagowca (Michalik, 2001).

W dyskusji brali udział: A. Maliszewska, M. Sikorska, A. Langier-Kuźniar i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 11 lutego 2003 r.

ODDZIAŁ DOLNOŚLĄSKI

Zbigniew CYMERMAN: Czy na Mazurach było ścinanie?

Obecnie powszechnie uważa się, że regionalne strefy tektoniczne o cechach uskokuw przesuwczych wpływały w sposób zasadniczy na rozmieszczenie tzw. anorogenicznych intruzji o wieku od około 1,65–1,40 mld lat w południowej części tarczy bałtyckiej i na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. Związane z tym magmatyzmem wystąpienia granitów typu rapakiwi miały być zlokalizowane wzdłuż wcześniejszych stref osłabienia w skorupie w warunkach regionalnej ekstensji. Do anorogenicznych skał magmowych zaliczano asocjacje intruzje granitów rapakiwi i anortozytów oraz późniejsze intruzje magmowe w SW Szwecji i w okolicach Rygi. Ten ostatni maszyn granitów rapakiwi i anortozytów o wieku *ca.* 1,58 mld lat uważa się za związany z równoleżnikową strefą tektoniczną (uskokową i ścinania). Anorogeniczny kompleks mazurski (Dörr i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002) o młodszym wieku (ok. 1,5 mld lat) (Cleasson i in., 1995) oraz oddzielne, mniejsze wystąpienia podobnych skał na Litwie (Sundblad i in., 1994), uznano za związane ze strefą tektoniczną o cechach lewoskrętnego uskoku przesuwczego.

Celem odczytu była próba odpowiedzi, czy istnieją wiarygodne dane potwierdzające istnienie takiej równoleżnikowej strefy tektonicznej o cechach prawoskrętnej strefy ścinania na obszarze Polski Północnej, głównie Mazur i sąsiedniej Litwy. Badania tektoniczne skały krystalicznego podłoża są poważnie ograniczone ze względu na występowanie pokrywy młodszych skał osadowych o dużej miąższości, jak i nierównomiernego rozmieszczenie otworów badawczych, niewielkiego procentowego zachowania materiałów wiertniczych i brak orientowanych rdzeni. Badania tektoniczne wykonano na materiałach wiertniczych z obszarów Kaszub, Warmii, Mazur, Suwalszczyzny i SW części Litwy (region Łazdijai). Na obszarach tych stwierdzono występowanie skał magmowych zaliczanych do tzw. kompleksu mazurskiego.

Mazurskie granitoidy mezoproterozoiczne miały intrudować w wielkoskalowej, równoleżnikowo przebiegającej nieciągłości w litosferze (Duchesne i in., 1998; Wiszniewska i in., 1999; Wiszniewska i in., 2002). Wśród skał kompleksu mazurskiego wydzielono: leukogranity, monzonity kwarcowe, monzonity, granodiortyty i monzodiortyty. Ostatnio kompleks ten zdefinio-

wano jako tzw. strefę AMCG (anortozytowo-mangerytowo-czarnokitowo-granitową) (Bagiński i in., 2001; Wiszniewska i in., 2002) z bimodalnym, wielofazowym anorogenicznym magmatyzmem (Wiszniewska, Bagiński, 2001). Geochemicznie monzodioryty z otworów Krasnopol IG 6 i Boksze PIG 1 są podobne do mangerytów, a granitoidy z otworów — Gołdap IG 1 i Bartoszyce IG 1 — do granitów rapakiwi (Dörr i in., 2002; Wiszniewska i in., 2002).

Najnowsze datowania radiometryczne (Dörr i in., 2002) i nieco starsze (Claesson i in., 1995) wskazują na ok. 25 milionów lat trwający okres umiejscowiania się granitoidów kompleksu mazurskiego (1525 ± 4 – 1499 ± 4 mln lat). Brak jest jednak korelacji między wiekiem poszczególnych intruzji a danymi geochemicznymi i składem petrograficznym granitoidów. Dlatego spekulacyjna jest interpretacja, że dioryty, granodioryty, monzonity kwarcowe i monzonity intrudowały w różnym czasie w różnych miejscach kompleksu mazurskiego. Mezoproterozoiczne granitoidy z SW części Litwy (masywy Kabeliai i Gardasiai) mogą być odpowiednikami kompleksu mazurskiego (Sundblad i in., 1994). Jednak granitoidy litewskie nie są intruzjami typu I, co jest sugerowane dla kompleksu mazurskiego, ale są one typu A.

Podatne strefy ścinania powstały lokalnie we wszystkich skałach regionu suwalskiego, nie wyłączając anortozytów masywu suwalskiego. W otworach wiertniczych dominują średnie do stromych kąty upadu foliacji S_1 , za wyjątkiem znacznej części rdzenia z anortozytów (otwory Boksze PIG 1, Jezioro Szlinokińskie PIG 1 i Sejny IG 1), gdzie foliacja ta zapada na ogół pod mniejszym kątem, a lineacja L_M jest prawie zawsze równoległa do kierunku upadu foliacji S_1 . Liczne wskaźniki kinematyczne (porfiroklasty skaleniove typu σ , mikroklinowe i plagioklastowe oraz struktury mylonityczne typu S–C i skośność mikrowięźby) dokumentują dobrze nasunięciowy charakter deformacji podatnej w otworach suwalskiego masywu anortozytowego i otworach położonych na południe od kompleksu mazurskiego oraz na obszarze SW części Litwy. Jednak, w prawie każdym z otworów stwierdzono wskaźniki świadczące także o ekstensyjnym charakterze deformacji. W oparciu o pomiary krzywizny stwierdzono, że foliacja S_1 przebiega (w większości otworów) w kierunku W–E i zapada ku N (m.in. otwory Jezioro Szlinokińskie PIG 1 i Wigry PIG 1) lub ku S (otwór Filipów IG 1). Na W od masywu suwalskiego przemieszczenia typu nasunięciowego były skierowane ku N i NE. Młodsza od tych kompresyjnych deformacji była tektonika ekstensyjna do transtensyjnej.

W świetle danych strukturalnych i kinematycznych z otworów Mazur i Suwalszczyzny oraz sąsiednich obszarów nie do utrzymania wydaje się pogląd o istnieniu regionalnej przesuwowej, prawoskrętnej strefy ścinania na Mazurach, odpowiedzialnej za umiejscowienie m.in. granitoidów rapakiwi-podobnych. Natomiast, dominujący nasunięciowy charakter ścinania prostego (rotacyjnego), ale silnie heterogenicznego i zlokalizowanego, wskazuje na możliwość umiejscowienia się granitoidów rapakiwi-podobnych z kompleksu mazurskiego w warunkach kompresyjnych, nasunięciowych w strefie przejściowej między dolną a górną skorupą.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, M. Michniewicz, J. Siemiątkowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 7 stycznia 2003 r.

Zbigniew CYMERMAN: Krystalinik Białorusi

Na terytorium Białorusi przebiega jedna z najważniejszych nieciągłości litosfery w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego. Nieciągłością tą jest strefa pogranicza Fenoskandii (tarczy bałtyckiej) i Sarmacji (tarczy ukraińskiej). Sarmacja jest zbudowana ze skał krystalicznych przeważnie o wieku archaicznym i rozwinęła się jako stabilny kraton około 2,1–2,0 mld lat temu. Z kolei Fenoskandia, położona na NE od Sarmacji, wykazuje juwenilny charakter i wiek paleoproterozoiczny. Strefa pogranicza Fenoskandii–Sarmacji wyrażona jest wieloma zmianami w obrazie geofizycznym, a także rozwojem mezo- i neoproterozoicznego aulakogenu Wołyń–Orsza.

Pasmo magmowe Osnitsk–Mikaszewiczi (około 2,0–1,95 mld lat) o szerokości 200–250 km, położone na południe od tego aulakogenu, reprezentuje aktywny brzeg kontynentalny NW fragmentu Sarmacji. Pasmo to zbudowane jest głównie z kalk-alkalicznych skał plutonicznych (od gabr po granity, zdominowane przez granodioryty). Skały te budują duże batolity i są na ogół słabo zmetamorfizowane i zdeformowane. Podrzędnie występują skały wulkaniczne (bazalty, andezyty i riolity) z przewarstwieniami skał metaosadowych, czasem zmetamorfizowanych nawet w warunkach facji granulitowej. W paśmie tym występują także granity typu rapakiwi o wieku 1,8–1,75 mld lat, podobne do granitów z masywu Korosten z północnej części tarczy ukraińskiej.

Pasmo magmowe Osnitsk–Mikaszewiczi graniczy ze strefą (pasmem, terranem) centralnobiałoruskim. Liczne uskoki dzielą tę strefę na bloki zbudowane ze skał facji amfibolitowej i granulitowej. Jednym z nich jest uskoki Mińska, przebiegający w kierunku SW–NE i stromo zapadający ku NW. Przyjmuje się, że rozwój tego podatnego uskoku jak i wielu innych w strefie centralno-białoruskiej był związany z reżimem kompresyjnym i procesami ścinania około 1,71–1,67 mld lat temu (Bogdanova i in., 2001; Tarran, Bogdanova, 2001).

W zachodniej części Białorusi przebiegać ma także granica strefy centralnobiałoruskiej z granulitowym pasmem białorusko-bałtyckim. Granica ta, określana jako kolejna strefa szwu kolizyjnego, przebiegać ma w kierunku NNE–SSW. Rekonesansowe badania na cyrkonach i monacytach (metoda U–Pb) oraz na hornblendzie (metoda Ar/Ar), a także wieki całej skały (metoda Sm–Nd) (Cleasson i in., 1994, 2001; Bibikova i in., 1995, 1996; Bogdanova i in., 2001), wskazują, że podłoże krystaliczne w tych dwóch pasmach jest paleoproterozoiczne, a nie archaiczne, jak wcześniej powszechnie zakładano. Pasmo białorusko-bałtyckie zbudowane jest głównie z maficznych granulitów i czarnokitów z enderbitami.

W NW części Białorusi pasmo białorusko-bałtyckie kontaktuje z pasmem wschodnioliteńskim. To ostatnie pasmo jest zbudowane przeważnie ze skał maficznych i metasedymentów (przeważnie metaszarogłazów i marmurów) zmetamorfizowanych w warunkach facji amfibolitowej, oraz gabr i granitoidów. W paśmie wschodnioliteńskim rozpoznano dwa typy maficznych metawulkanitów (amfibolitów). Amfibolity z metagabrami doznały metamorficznej przebudowy i procesów ścinania około 1,62–1,67 mld lat temu w czasie ich wynoszenia. Procesy metamorfizmu i pierwszej (głównej ?) deformacji odbyły się wcześniej, prawie 1,8 mld lat w czasie orogenezy swekofeńskiej. Juwenilne ciała maficzne uległy ścinaniu i metamorfizacji około 1,5 mld lat temu (oznaczenia hornblendy metodą Ar/Ar, Bogdanova i in., 1996, 2001). Granitoidy z pasma wschodnioliteńskiego są różnej genezy i wieku.

Wiele z nich uważano wcześniej za anatektyczne lub migmatytowe. Występują tam także granitoidy grubokrystaliczne, niezdeformowane o teksturach magmowych, przypominające wyglądem granity typu rapakiwi. Wiek granitoidów (*ca.* 1,5 mld lat) jest zgodny z zakładanymi w tej strefie głównymi deformacjami w czasie orogenezy gotyjskiej, związanej z kolizją Fenoskandii z Sarmacją (Skridlaite, Motuza, 1997).

Prekambryjskie podłoże krystaliczne Białorusi występuje już na głębokości od około 200 m i stąd m.in. jest rozpoznane przez ponad 5 tysięcy otworów wiertniczych. Prelegent przedstawił własne obserwacje strukturalne i kinematyczne rdzeni wiertniczych z wybranych 52 archiwalnych otworów z terytorium Białorusi. Badaniami strukturalno-kinematycznymi objęto wiercenia z różnych części Białorusi, koncentrując się głównie na obszarze NW części Białorusi:

- z pogranicza polsko-litewskiego w rejonie Grodna (otwory: Glinjany 2, GR 1–3, GR 5–15, GR 17–20 i Laszjewniczi 1) i Wołkowyskaja (otwory: Wołkowysk WO 1–7, WO 14–16, WO 19–22, WO 25–27, WO 30–37, WO 39–41, WO 43–45, WO 48–58);
- z rejonu Brześćcia (otwory: WR 1, WR 1C, WR 14);
- ze strefy środkowobiałoruskiej (otwory: Ljachowiczi 4, 2Ż, 10Ż, 18Ż, Ż 33);
- z okolic Pińska (otwory: PN 12, PN 55, PN 450);
- oraz z okolic Mińska (otwory: MN 507, MN 510).

Wyniki tych badań tektonicznych wykazały, że procesy podatnego ścinania prostego doprowadziły do powstania gnejsów o różnym stopniu mylonityzacji. Heterogenicznie zmylonityzowane gnejsy rozwijały się z kwaśnego protolitu magmowego (ortognejsy) lub zasadowego (metagabra, ortoamfibolity). Analiza strukturalna wykazała dominację nasunięciowego charakteru deformacji związanego z podatnymi nasunięciami pakietów skalnych o zwrocie skierowanym ku „górze” wiercenia. Znacznie rzadziej obserwowane i na ogół młodsze struktury ekstensyjne związane były z normalnym, podatnym uskokowaniem. Generalnie dane strukturalne i kinematyczne z obszaru NW części Białorusi są bardzo podobne do danych tektonicznych z terenu Polski (a zwłaszcza z regionu Suwalszczyzny i Polesia) i z południowej części Litwy.

Prelegentowi nie udało się ustalić sekwencji deformacji skał krystalicznego podłoża Białorusi. W wyniku badań strukturalno-kinematycznych stwierdzono dominację mechanizmów podatnej deformacji ze ścinania prostego w warunkach metamorfizmu regionalnego facji amfibolitowej i granulitowej z heterogenicznymi procesami migmatytyzacji i anateksis. Wnioski te są zbliżone do danych. Rozpoznano strefy podatnego ścinania prostego (rotacyjnego) głównie ze składową inwersyjną na średnio- i niskokątowych upadach foliacji mylonitycznej. W otworze Żitkowiczi 925 (ŻG 925) rozpoznano skały metaosadowe (meta-konglomeraty) o wyglądzie melanży, które zostały intensywnie zdeformowane w wyniku deformacji rotacyjnej.

Zmiany w litologii podłoża krystalicznego i przebiegu struktur tektonicznych mogą się zaznaczać w obrazie anomalii magnetycznych i grawimetrycznych. Strome gradienty w obrazie anomalii grawimetrycznych wzdłuż granic różnych pasm mogą sugerować, że granice te są regionalnymi nieciągłościami skorupowymi. Nieciągłości takie mogły powstać zarówno podczas kolizji różnych terranów prekambryjskich, jak i przez odkłucia i ścinania, prowadzące do podziału tych pasm na jednostki dolnoskorupowe zbudowane ze skał metamorficznych.

cznych powstałych w warunkach facji granulitowej oraz na jednostki górnoskorupowe ze skałami z facji amfibolitowej.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, M. Michniewicz, J. Siemiątkowski, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 14 stycznia 2003 r.

Zbigniew CYMERMAN: **Ewolucja strukturalna kompleksu kaczańskiego**

Kompleks kaczański jest zbudowany z utworów paleozoicznych zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej w czasie orogenezy waryscyjskiej. W kompleksie tym strefy ścinania są wykształcone głównie w łupkach kwarcowo-serycytowych i serycytowo-chlorytowych. Koncentracja odkształceń ze ścinania prostego (rotacyjnego) zlokalizowana była często wzdłuż nieciągłych stref translacji, wykorzystujących granice litologiczne. Heterogeniczne strefy ścinania charakteryzują się różnym stopniem intensywności rozwoju, na ogół od protomylonitu do mylonitu. Nawet w łupkach serycytowo-kwarcowych, najbardziej zmylonityzowanych w skali regionalnej, występują domeny o jedynie zaczątkowym rozwoju stref ścinania obok typowych struktur mylonitycznych.

Szczegółowa analiza strukturalna i kinematyczna wykonana dla całego obszaru tego kompleksu wskazuje na dwa etapy deformacji (D_1 i D_2) skał kompleksu. Do rozwoju miejscami penetratywnej foliacji S_1 i lineacji ziarna mineralnego L_1 doszło podczas głównej deformacji D_1 , która charakteryzowała się rozwojem heterogenicznych stref ścinania podatnego z lokalną dominacją składowej ścinania prostego. Wskaźniki kinematyczne (m.in. struktury mylonityczne typu S-C i porfiroklasty typu σ) dokumentują głównie przemieszczenia nasuwce do transpresyjnych podczas deformacji D_1 . W czasie młodszego etapu deformacji (D_2), odbywającego się już w bardziej kruchych warunkach, doszło do lokalnego rozwoju struktur ekstensyjnych, głównie asymetrycznych pasemek ścinania typu C'.

W obrazie kinematycznym kompleksu kaczańskiego podczas etapu deformacji D_1 dominował W i NW kierunek transportu tektonicznego, oprócz dwóch regionów. Jeden z nich obejmuje W fragmenty północnej części Gór Kaczańskich, a drugi, najbardziej E obszar kompleksu na bloku przedsudeckim. Zmiana kierunku transportu tektonicznego w W części jednostki Złotoryi może być pierwotna lub wtórna. Ta ostatnia mogła być wywołana rotacjami i (lub) wychyleniami bloków na obrzeżu depresji północnosudeckiej podczas ruchów alpejskich. Jednak bardziej prawdopodobne, że zmiany te odzwierciedlają dyspersję kierunku transportu tektonicznego podczas deformacji waryscyjskiej. Podobna zmiana kierunku transportu tektonicznego w części E kompleksu wywołana była najprawdopodobniej odmiennym kierunkiem transportu domen skalnych. Podczas młodszego, ekstensyjnego etapu deformacji (D_2) dane kinematyczne wskazują na dominujący kierunek transportu tektonicznego ku E, oprócz trzech regionów: od Bolkowa po Wojcieszów, na N od depresji Świebodzie i obszar na E od linii Strzegom-Środa Śląska.

W świetle nowych danych strukturalnych i kinematycznych, nie da się utrzymać poglądu o południowym kierunku nasuwania płaszczowin w kompleksie kaczawskim. Dominującym kierunkiem transportu był kierunek zbliżony do równoleżnikowego. W tym też kierunku przemieszczane były łuski lub pakiety łusek. Udowodniony kierunek transportu o zwrocie ku W podczas deformacji D_1 ułatwia odczytanie trójwymiarowej budowy kompleksu kaczawskiego. Prawie równoleżnikowo przebiegające granice pomiędzy różnymi jednostkami tektonicznymi należy rozpatrywać w większości przypadków jako boczne powierzchnie nasunięć i łusek, wyznaczone przez domeny z prawie horyzontalną lineacją L_1 równoległą do biegu foliacji S_1 . Domeny spagowe charakteryzują się lineacją L_1 prawie prostopadłą do biegu foliacji S_1 . Domeny takie mogą być spagowymi powierzchniami nasunięć, albo w rzadszych wypadkach, powierzchniami czołowymi nasunięć. Domeny skośne są pośrednim typem i wyznaczają partie narożnikowe płaszczowiny lub łusek, gdzie powierzchnia boczna danej struktury staje się powierzchnią czołową.

W kompleksie kaczawskim rozpoznano w kilku regionach spagowe powierzchnie nasunięć. Lokalnie występują one na kontaktach jednostek tektonicznych, ale w większości wewnątrz tych jednostek. Do pierwszej grupy należą niektóre fragmenty stref granicznych jednostek Rzeszówka i Jakuszowej, Dobromierza i Bolkowa, Wlenia i Świerzawy oraz strefy kontaktowej Pyszczyńskiej Góry z metamorfikiem Domanic. Spagowe powierzchnie nasunięć występują także wewnątrz jednostek tektonicznych, jak w części W jednostki Złotoryi, w dużej części jednostki Bolkowa, w niektórych fragmentach jednostki Dobromierza, w jednostce Cieszowa, a przede wszystkim w jednostce Luboradza. Obszary Luboradza i Jenkowa zostały zinterpretowane jako powierzchnie spagowe pakietu łusek, a być może nawet zespołu dupleksowego, gdzie na łupki szarogłazowe i kwarcytowe nasunięte zostały pakiety łusek, zbudowane ze zmylonityzowanych łupków kwarcowo-serycytowych i fyllitów serycytowych. Spagowe stopnie rampowe charakteryzują nasunięcie jednostki Rzeszówka na melanże jednostki Jakuszowej oraz nasunięcie jednostki Dobromierza na jednostkę Bolkowa, a także prawdopodobnie rozgraniczają część W jednostki Świerzawy od jednostki Wlenia. Także strefa kontaktu metabazytów jednostki Pyszczyńskiej Góry z metamorfikiem Domanic może być zinterpretowana jako spagowy stopień rampowy. Za granice boczne łusek uznano prawie wszystkie granice wydzieleni litologicznych przebiegające prawie równoleżnikowo, gdzie orientacja lineacji L_1 jest zbliżona do biegu foliacji S_1 (głównie jednostki Lubania, Pilchowic, Radzimowic, Świerzawy, Chełmca i Dobromierza).

Pięć jednostek tektonicznych (Jakuszowej, Dobromierza, Cieszowa, Pyszczyńskiej Góry i Środy Śląskiej) zbudowanych z metabazytów o cechach MORB-u (skorupy oceanicznej) zostało nasuniętych ku W wzdłuż strefy Kaczawy na jednostki allochtoniczne: Chełmca, Rzeszówkę, Wlenia, Radzimowic, Bolkowa, Sądów Górnych i Domanic (Krukowa). Z kolei te jednostki, także tworzące struktury imbrakcyjne, zostały nasunięte ku W ale na mniej zdeformowane autochtoniczne jednostki: Lubania, Pilchowic, Świerzawy, Luboradza i nienazwaną jednostkę z okolic Bolesławca.

Kluczowe znaczenie w tektonice nasunięciowej podczas deformacji D_1 odegrała strefa Kaczawy, będąca rozległym nasunięciem z odkształceniami o nieregularnym przebiegu. W proponowanym modelu ewolucji tektonicznej zachodnia część kompleksu kaczawskiego, oddzielona strefą Kaczawy, należy do terranu saksoturyńskiego z utworami stoku kontynentalnego, a płaszczowiny i zespoły łusek położone na E od tej strefy uznano za oderwane i nasunięte

fragmenty W części terranu środkowosudeckiego z metabazytami o cechach MORB. Główne struktury tektoniczne kompleksu kaczawskiego powstałe w wyniku tektoniki transpresyjnej (etap deformacji D_1) i zostały potem zmodyfikowane przez lokalny rozwój waryscyjskich struktur ekstensyjnych (etap deformacji D_2) i jeszcze późniejszych deformacji alpejskich.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzinski, W. Kozdrój, C. Sroga, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 stycznia 2003 r.

Zbigniew CYMERMAN: *Mapa tektoniczna Dolnego Śląska w skali 1:200 000*

Na Dolnym Śląsku wykonywane są od ponad 40 lat szczegółowe badania tektoniczne oparte na metodach analizy strukturalnej. Znaczący postęp w tych badaniach umożliwił lepsze zrozumienie ewolucji tektonicznej tego obszaru, stanowiącego fragment waryscydów środkowoeuropejskich. Był to jeden z głównych powodów wykonania *Mapy tektonicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego* w skali 1:200 000. Tektonika Sudetów i bloku przedsudeckiego była przedstawiana przy okazji wykonywania mapach tektonicznych Polski (Książkiewicz i in., 1974; Pożaryski, Karnkowski, 1992; Znosko, 1998). W przypadku dwóch ostatnich map autorem obrazu tektonicznego Dolnego Śląska był Grocholski, a autorem pierwszej mapy, Oberc. W *Atlasie tektonicznym Polski* podstawowa mapa zestawiona jest w skali 1:500 000 (red. Znosko, 1998). Ze względu na udział Grocholskiego w opracowaniu tektoniki obszaru Sudetów i Przedśudecia, treść tej mapy tektonicznej nie odbiega zasadniczo od wcześniejszej mapy dolnośląskich internidów waryscyjskich (Pożaryski, Karnkowski, 1992). Jednak znacznemu rozbudowaniu uległa legenda tej nowszej wersji mapy z wydzieleniem szeregu różnych kompleksów fałdowych w ujęciu wiekowym. Mapa hipotetycznych terranów w Sudetach została przedstawiona jako dodatkowa mapa. Czeska część Sudetów była wielokrotnie przedstawiana na małoskalowych mapach tektonicznych (Biely i in., 1968; Mahel i in., 1984), gdzie wydzielono jednostki: kadomskie przebudowane podczas orogenezy hercyńskiej i kaledońskiej.

Wykonana przed dwoma laty jednoarkuszowa *Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego* w skali 1:200 000 obejmuje całą odsłoniętą polską część internidów waryscyjskich (dolnośląskich). Mapa ta ze zdjętymi osadami kenozoiku, obejmuje obszar położony pomiędzy $14^{\circ}50'$ a 18° E długości geograficznej oraz między 50° a $51^{\circ}35'$ N szerokości geograficznej. Mapa ta obrazuje, w sensie geologicznym, cały obszar Sudetów bez ich najbardziej SE części i bez zakrytej i mało poznanej części NW (peryklina Żar).

W przeciwieństwie do wydzielanych tradycyjnie kilku różnowiekowych stref orogenicznych w Sudetach na prezentowanej mapie zaliczono do piętra kadomskiego jedynie blok łużycki i kompleks Sudetów Wschodnich z obszaru Wysokiego Jesenika z kopułami metamorficznymi Keprnika i Desny. Nie wydzielono osobno pasm skał mylonitycznych i blastomylonitycznych, ponieważ występują one praktycznie we wszystkich skałach metamorficznych Dolnego Śląska. Strefy ścinania podatnego wyrażone rozwojem skał mylonitycznych

i blastomylonitycznych są często heterogeniczne i anastomozujące, co czyni je praktycznie niemożliwymi do przedstawienia w skali opracowanej mapy tektonicznej.

Do podstawowych zagadnień należy problem podziału Sudetów i bloku przedsudeckiego na poszczególne jednostki tektoniczne oraz próba ujednolicenia nazewnictwa wydzielonych jednostek tektonicznych. Wprowadzono dziesiątki nazw jednostek tektonicznych. Przy ich nazewnictwie starano się zachować, o ile to tylko było możliwe, najczęściej stosowane terminy. Jednym z elementów interpretacji tektonicznej jest wydzielenie jednostek o różnej randze. Za element najwyższej rangi uznano blok tektoniczny, zbudowany co najmniej z dwóch niższych rangą kompleksów, najniższą rangą jest jednostka tektoniczna. Podział ten nie dotyczy niezmetamorfizowanych formacji skalnych oraz ciał magmowych. Dla tych ostatnich zarezerwowano niezależny termin — masywy. Twory osadowe piętra platformowego występują na obszarach depresji śląsko-opolskiej, północnosudeckiej i śródsudeckiej razem z rowem górnej Nysy Kłodzkiej. Skały molasy późnowaryscyjskiej łącznie ze skałami subsekwentnego bimodalnego wulkanizmu znajdują się także w basenie południowych Karkonoszy i w rowach tektonicznych Świerawy, Wlenia, Wierzchosławic i Czerwieńczyc. Natomiast wczesnowaryscyjskie skały molasowe i fliszowe zachowane są na obszarze depresji Świebodzic, depresji śródsudeckiej, w rowach tektonicznych Gór Sowich, struktury bardzkiej i kulmowym basenie morawsko-śląskim.

Ze względu na skalę mapy 1:200 000 jest ona bogata w różne elementy strukturalne. Na mapie tej przedstawiono najbardziej reprezentacyjne dane strukturalne i kinematyczne. Zaznaczono przede wszystkim orientację głównej foliacji S_m i lineacji ziarna mineralnego L_m oraz wybrane wskaźniki kinematyczne wyznaczające główny kierunek i dominujący zwrot transportu tektonicznego w kompleksach metamorficznych. Trajektorie foliacji S_m obok wyznaczenia przebiegu tej dominującej struktury planarnej wskazują także na stopień metamorfizmu regionalnego różnych jednostek tektonicznych Dolnego Śląska. Na obszarze Sudetów występują liczne heterogeniczne, zlokalizowane i anastomozujące strefy ścinania o różnych rozmiarach. Strefy te odznaczają się zmienną pod względem stopnia intensywności deformacją typu ścinania prostego.

Na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego występują setki, a może i tysiące uskoków o różnej randze; trudne do bezpośredniego rozpoznania. Tylko najważniejsze i najlepiej udokumentowane w obrazie kartograficznym uskoki znajdują się na mapie. Do najważniejszych z nich należą: brzeżny uskok sudecki, uskok Domanowa, uskok śródsudecki i uskok środkowej Odry. Struktury te można uznać za tzw. uskoki ramowe. Do najważniejszych nasunięć kruchych w Sudetach należą nasunięcia: łużyckie, Połici-Hronov, Zieleńca, Krowiarek i andelskohorskie. Ważne są także nasunięcia Strugi, Wierzchosławic, Jerzmanic i Kletna. Najważniejsze nasunięcia w Sudetach są pogórnokredowe. Do tych struktur należą nasunięcia: łużyckie, Połici-Hronov, Zieleńca, Krowiarek, Jerzmanic i Kletna. Za najstarsze (waryscyjskie) nasunięcie w Sudetach uznano nasunięcie andelskohorskie w Sudetach Wschodnich.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, A. Grocholski, W. Kozdrój, J. Siemiątkowski i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 28 stycznia 2003 r.

Jacek KOZMA: Ekofizjografia doliny Odry — wybrane problemy metodologiczne

Na przykładzie prezentacji metodyki sporządzania regionalnych opracowań ekofizjograficznych przedstawiono problematykę ochrony środowiska w procedurach planowania przestrzennego, ze szczególnym uwzględnieniem gospodarki złożami kruszyw naturalnych obszaru doliny Odry. W treści referatu znalazły się następujące zagadnienia: definicja i pojęcie ekofizjografii w ujęciu obowiązujących regulacji prawnych, zarys systemu planowania przestrzennego, miejsce ekofizjografii w systemie planowania przestrzennego, zakres i rodzaje opracowań ekofizjograficznych, narzędzia i metody realizacji opracowań ekofizjograficznych oraz prezentacja przykładów map ekofizjograficznych z obszaru doliny Odry. Referat przedstawiał wyniki prac prowadzonych w Oddziale Dolnośląskim PIG w ramach tematu (pkt. pl. 6.22.2203.00.0) pt. „Dokumentacja ekofizjograficzna obszaru doliny Odry dla potrzeb opracowania projektu strategii rozwoju regionalnego oraz oceny wpływu jego ustaleń na środowisko ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień gospodarki kopalniami”.

Procedury planowania przestrzennego należy uznać jako niezmiennie istotny instrument ochrony środowiska. Wynika to z faktu, że w ramach planowania przestrzennego decyduje się o tym co i na jakich warunkach można w przestrzeni robić, które obszary są chronione przed przekształceniami, które mogą być zainwestowane i w jaki sposób. Decyzje o przeznaczeniu terenu i sposobie jego zagospodarowania w istotny sposób wpływają na potencjalne przekształcenie środowiska, powstawanie konfliktów w dostępie do zasobów oraz kształtowanie warunków życia mieszkańców (Korzeniak, 1998).

Instrumenty ochrony środowiska stosowane w procedurach planistycznych znajdują swoje źródło w stosownych regulacjach prawnych. Za szczególnie ważny, z punktu widzenia omawianego tematu, należy uznać zapis ustawy prawo ochrony środowiska, tj. art. 72, który wymaga aby w studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego gmin oraz miejscowych planach zagospodarowania przestrzennego, w tym również w planach wojewódzkich, zapewnione zostały warunki utrzymania równowagi przyrodniczej i racjonalnej gospodarki zasobami środowiska. Wymagania te odnoszą się również do analizowanych zagadnień złóż kopalin.

W dalszej części przepis ten odwołuje się do nowatorskiego narzędzia warsztatowego jakim jest opracowanie ekofizjograficzne, wskazując je jako podstawę dla realizacji koncepcji zrównoważonego rozwoju w procesie planistycznym. W rozumieniu prawa opracowanie to powinno charakteryzować poszczególne elementy przyrodnicze na obszarze objętym planem, uwzględniać ich wzajemne powiązania i co istotne, musi być wykonywane na etapie poprzedzającym realizację dokumentacji planistycznej.

Opracowanie ekofizjograficzne jest konsekwencją wyższego poziomu świadomości ekologicznej, zmian w hierarchii wartości powodowanych rozwojem cywilizacji i wrażliwym ograniczeniem swobodnego dostępu do zasobów i walorów przyrodniczych, a w końcu próbą, uwiarygodnienia procesu planowania zagospodarowania przestrzennego, jako świadomej i celowej działalności służącej wdrażaniu zasad zrównoważonego rozwoju (Kowalczyk, 2001)

Doświadczenia realizacji tematu wskazują, między innymi że sporządzanie opracowań ekofizjograficznych bezwzględnie wymaga: zastosowania technik komputerowych z za-

kresu systemu informacji przestrzennej GIS, przeprowadzenia etapu diagnozy, wykonania „fotografii” stanu środowiska i jest najbardziej pracochłonnym etapem realizacji. W wypadku opracowań odnoszących się do planów miejscowych, gdzie brak jest informacji o stanie środowiska, może zaistnieć potrzeba przeprowadzania odrębnych jego badań z zaangażowaniem interdyscyplinarnych zespołów badawczych w tym np. geologów, hydrogeologów, przyrodników itd.

Bardzo dobrą podstawą dla realizacji ekofizjograficznych opracowań problemowych, odnoszących się do dużych regionów są różnotematyczne mapy w skali 1:50 000, w tym w szczególności *Mapa geologiczno-gospodarcza Polski* w skali 1:50 000. Jej zakres oraz przydatność dla planowania przestrzennego opisano również w publikacjach (Kozłowski, 1998; Kozłowski, Sikorska-Maykowska, 1998; Mysza, Nieć, 1998).

W związku z prawnym wymogiem sporządzania opracowań ekofizjograficznych do wielu rodzajów dokumentów z zakresu gospodarki przestrzennej w najbliższym czasie nastąpi wzrost zapotrzebowania na informacje o środowisku, prezentowaną w formie kartograficznej, często w małych skalach.

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzński, W. Kozdrój, A. Wojtkowiak, M. Michniewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 marca 2003 r.

Jacek SIEMIĄTKOWSKI: Co to jest chondra?

Wśród meteorytów, które spadły na Ziemię najliczniejszą grupę stanowią chondryty, meteoryty kamienne zawierające małe kuliste agregaty zwane chondrami. Z polskich meteorytów przykładami są: chondryt Pułtusk, który spadł w roku 1868 i chondryt Baszkówka z roku 1994.

Definicje chondr są formułowane zależnie od potrzeb od bardzo ogólnych do rozwiniętych opatrzonych również szerokim komentarzem. Z polskiej literatury naukowej oraz najnowszych opracowań światowych można przytoczyć sześć typowych definicji: 1. Chondry to małe kuliste agregaty minerałów krzemianowych (pirokseny i oliwiny) — Manecki, 1972; 2. Chondry to przeważnie kuliste lub zaokrąglone ziarna (po grecku — chondros) krzemianowe o wymiarach od ułamków milimetra do kilku milimetrów — Hurnik, Hurnik, 1992; 3. Chondry są małymi cząsteczkami materiału krzemianowego, które były stopione zanim zostały połączone w ciało macierzyste — chondryt — Hewins, 1996; 4. Chondry to kuliste lub prawie kuliste ciała o rozmiarach milimetrycznych magmowego (ogniowego) pochodzenia znajdujące się w chondrytach zwyczajnych (H, L, LL), węglistych (C) poza CI, enstatytowych (E) i R-chondrytach — Norton, 2002; 5. Chondry to małe zaokrąglone okruchy wielkości milimetrycznej, „kropelki ognistego deszczu”, które powstały z maleńkich kawałków materii wałęsającej się w ogromnych przestrzeniach między gwiazdami, z której powstała mgławica Słoneczna o wieku 4,5 (4,56) miliarda lat — McSween, 1995; 6. Chondry (chondrule) są to krople stopionego materiału skalnego, które zestaliły się w stanie rozproszenia.

Składają się one głównie z oliwinu i ortopiroksenu w zmiennych proporcjach. W wielu przypadkach są w nich obecne również drobne ilości wapniowego piroksenu, stopu żelazo-niklowego (kamacytu), troilitu, chromitu i resztkowego szkliwa (skaleniuowego). Minerale te w większości chondrytów zwyczajnych mają nadzwyczaj jednorodny skład wzajemnie zrównoważony chemicznie (mineralogicznie) — Wood, 1983.

Geneza chondr budziła zawsze wielkie zainteresowanie i koncentrowała uwagę badaczy chondrytów. Istnieje obszerna literatura przedmiotu, którą zapoczątkował Sorby w 1864 a echo tej pracy odbija się w definicji McSween'a z 1995 roku słowami „kropelkami ognistego deszczu”. Organizowane są również światowe konferencje poświęcone tylko temu problemowi: w Huston w Teksasie w 1982 — „Chondry i ich pochodzenie” (ed. King, 1983) i w Albuguerne w Nowym Meksyku w 1995 — „Chondry a protoplanetarny dysk” (eds. Hewins i in., 1996).

Warunki jakie mają spełnić kuliste twory precyzyjnie określił J. T. Wasson w swoim artykule pod tytułem „Ograniczenia w powstawaniu chondr” z roku 1993. Warunków tych jest dziewięć i można je sformułować następująco: ograniczone rozmiary chondr i ich fragmentów (0,04–5 mm); obecność ziaren reliktowych, nie stopionych wraz z chondrą; obecność umiarkowanej dyferencjacji w trudno topliwych inkluzjach bogatych w wapń i glin (CAI); brak zdyferencjowanej materii w chondrytach w tym pierwiastków ziem rzadkich (REE); obecność łatwo topliwych składników w tym dość liczne troilitu i skaleniu; złożone chondry są zwykle bliźniacze, czyli o podobnym składzie i strukturze; złożone chondry dwóch generacji (o różnym składzie i strukturze) mają podobny stosunek FeO do (FeO + MgO); duża część chondr lamelkowych (płytkowych) zwanych po polsku niefortunnie „paskowymi”, jest chondrami złożonymi. Można również dodać: obecność produktów rozpadu izotopów „wygasłych”: Mg i Xe po promieniotwórczych; Al i J; obecność skorupki (obwódki) na powierzchni chondr a w innych chondrach obecność skutków ablacji powierzchni chondr. Jak wykazały badania chondrytu Baszkówka, a potwierdzają to i inne chondryty, istnieje bardzo duża różnorodność struktur chondr i ich rozmiarów w jednym meteorycie co pozwala autorowi na stwierdzenie, że każda chondra ma swoją indywidualność. Są również chondryty, w których nie ma tej różnorodności. A jak chondry powstają to już osobny, złożony i bardzo kontrowersyjny problem.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, S. Cwojdzński, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 1 kwietnia 2003 r.

Adam IHNATOWICZ, Andrzej BOSSOWSKI: *Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego*

Atlas jest drugim wykonanym w okresie powojennym, a dotyczącym Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego. Pierwszy z 1971 r., składał się z dwóch części i został opracowany

przez K. Augustyniaka i A. Grocholskiego. Obecny Atlas dotyczy stanu wiedzy na temat budowy geologicznej Zagłębia do końca 2001 r. Zestawiono go po zakończeniu eksploatacji górniczej w DZW.

Na przestrzeni 30 lat od chwili wydania pierwszego Atlasu nastąpił znaczny przyrost ilości informacji geologicznej. Uzyskano je dzięki wykonywanym przez PIG pracom kartograficznym powierzchniowym, odwierconym otworom strukturalnym, programom poszukiwawczym złóż rud miedzi i uranu, robotom górniczym w kopalniach węgla kamiennego (udostępniono nowe poziomy wydobywcze) i otworom dokumentacyjnym wykonanym na zlecenie przemysłu węglowego. Wykorzystano również niedostępne przez wiele lat materiały byłych Zakładów Przemysłowych R-1 w Kowarach (profile otworów, szybków, rowów poszukiwawczych) oraz wyniki badań podstawowych (szczególnie sedymentologicznych i litostratygraficznych) wykonanych przez różne ośrodki badawcze na obszarze basenu śródsudeckiego. W miarę istniejących możliwości przy opracowaniu Atlasu nawiązano do materiałów z części basenu.

W ramach referatu przedstawiono i omówiono załączniki (40 sztuk) wchodzące w skład opracowania, m.in.: mapę geologiczną odkrytą w skali 1:100 000 wraz z przekrojami, mapy strukturalne, tabele z profilami otworów i szybków, mapy miąższości, mapy zawartości izoli-tów, mapy węgloności, mapy paleogeograficzne zestawione dla formacji z Wałbrzyska, z Białego Kamienia, z Żaclerza i z Glinika oraz mapy typów węgla kamiennych występujących w osadach węglonośnych karbonu górnego.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, Z. Cymerman, E. Gawlikowska, A. Grocholski, W. Kozdrój, J. Koźma, G. Nowak, A. Stachowiak i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 kwietnia 2003 r.

Wiesław KOZDRÓJ: Geodynamiczna historia waryscy-dów na obszarze *Mapy geologicznej Lausitz–Jizera–Karkonosze* w skali 1:100 000

Waryscydy są orogেনem kolizyjnym zbudowanym ze spojonych fragmentów kadm-skiego-neoproterozoicznego podłoża oraz młodszej sekwencji dolnopaleozoicznej (Cm/O–C₁), rozwiniętej jako platformowy nadkład tego podłoża lub jako wypełnienie roz-dzielających je morskich basenów sedymentacyjnych podścielonych przynajmniej częściowo przez nowo wygenerowaną skorupę maficzną (o czym świadczy obecność bazaltów typu N-MORB). Waryscyjska pryzma akrecyjna, na obszarze objętym *Mapą geologiczną Lausitz–Jizera–Karkonosze*, zbudowana jest z jednostek należących w większości do tzw. strefy sak-so-turyngijskiej. Pryzma tworzyła się od końca dolnego dewonu do wizeny w sposób dia-chroniczny, sektorowo, z sukcesywnie postępującą kompresją związaną z zapadającą ku W–NW strefą subdukcji pod SE krawędź strefy reno-hercyńskiej (tzw. płyty Wschodniej Avalonii). Wyróżnić w niej można pięć sektorów różniących się litostratygrafią, stylem de-

formacji oraz czasem i stopniem metamorfizmu. Poszczególne sektory reprezentują następujące jednostki litotektoniczne:

— sektor 1 — blok Gór Sowich i niecka Świebodzie. Blok Gór Sowich stanowi element który jako pierwszy, po metamorfizmie w strefie subdukcji w dewonie dolnym (epizod HT/HP, facja granulitowa) i metamorfizmie w środkowym dewonie (epizod HT/MP) został wydźwignięty i poddany erozji podczas tzw. wydarzenia Eo-waryscyjskiego (D_2/D_3). Niecka Świebodzie wypełniona osadami wieku górny fran–dolny turnej stanowi synorogeniczny basen przedgórski w stosunku do bloku Gór Sowich;

— sektor 2 — kompleksy metamorficzne: bloku przedsudeckiego, Gór Kaczawskich, Gór Izerskich, wschodnich i południowych Karkonoszy, Gór Jesztedzkich oraz niecka śródsudecka. Serie metamorficzne reprezentują kolejne fragmenty kadomskiego podłoża i osadów paleozoicznych otwartego basenu morskiego włączane w pryzmę akrecyjną i metamorfizowane począwszy od środkowego dewonu (epizod LT/HP), przez turnej (epizod MT/MP) po górny wizen (epizod LT/LP), który znamionuje główną fazę orogenezy waryscyjskiej. W górnym wizenie doszło do wydźwignięcia i erozji kompleksów metamorficznych i zainicjowania na ich przedpolu synorogenicznego basenu niecki śródsudeckiej;

— sektor 3 — blok łżycki i niecka Doberlug–Torgau. Łżyce reprezentują sztywny blok kadomskiego podłoża, z lokalnie zachowaną pokrywą paleozoiczną, który nie uległ wciągnięciu w strefę subdukcji i generalnie nie podlegał waryscyjskim procesom dynamometamorficznym podczas kolizji z sąsiadującym od zachodu blokiem środkowoniemieckiego wyniesienia krystalicznego (sektor 4). Na granicy między nimi powstał w górnym wizenie synorogeniczny basen niecki Doberlug–Torgau. Blok Łżyc pełnił też rolę masy oporowej w stosunku do graniczących od wschodu silnie deformowanych skał sektora 2;

— sektor 4 — kompleks metamorficzny Prettin–Drehna. Wchodzi w skład tzw. południowej strefy fyllitowej stanowiącej część środkowoniemieckiego wyniesienia krystalicznego, które w dolnym karbonie (a w SW częściach wyniesienia już w sylurze) tworzyło łuk magmowy rozwijający się wzdłuż południowej krawędzi strefy reno–hercyńskiej;

— sektor 5 — strefa Łaby i Góry Kruszcowe. Regiony te wykazują podobieństwa w litologii, czasie i stylu deformacji z sektorem 2. W strefie Łaby, w wizenie, zaznaczyły się szczególnie synorogeniczne ruchy przesuwcze wzdłuż granicy z południową krawędzią bloku łżyckiego.

W wyniku skrócenia tektonicznego sąsiadują dziś jednostki, które w dewonie kształtowane były przez odmienne reżimy geotektoniczne. Na przykład, na początku konwergencji, synchronicznie z metamorfizmem w strefie subdukcji skał bloku Gór Sowich (sektor 1) czy serii skalnych południowych i wschodnich Karkonoszach (sektor 2) w nadległym basenie morskim wciąż trwała spokojna sedymentacja. Zróżnicowanie geochemiczne skał bazytowych wskazuje, że pierwsze przejawy typowego wulkanizmu nadsubdukcyjnego (typu łuku wyspowego), pojawiają się dopiero w górnym dewonie sektora 3 (Zgorzeleckie Góry Łupkowe, antyklinorium łżyckie). W tym samym czasie w sektorze 2 (Góry Jesztedzkie) i w sektorze 5 (strefa Łaby) sedymentacji towarzyszył ekstensyjny, wewnątrz–płytkowy wulkanizm. Maksimum synorogenicznego i synkolizyjnego plutonizmu (np. gabra i granity kompleksu Pretzsch–Prettin, granity strefy Łaby) i wulkanizmu (np. wulkanity basenu Doberlug–Torgau i niecki śródsudeckiej) na całym omawianym obszarze miało miejsce w wizenie. Waryscyjska

kompresja orogeniczna została zakończona wraz z umiejscowieniem się post-kinematycznych granitów wieku wizen/namur i młodszych (325 Ma +).

W dyskusji brali udział: S. Cwojdzinski, J. Siemiątkowski, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 13 maja 2003 r.

Krzysztof HORBOWY, Dariusz CZERSKI: **Komputerowa archiwizacja SMGS — wstęp do cyfrowej edycji**

Ponieważ prace nad edycją *Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów* 1:25 000 (SMGS) trwały kilkadziesiąt lat, nakłady wielu sukcesywnie wydawanych arkuszy są bliskie wyczerpania, a szereg istniejących egzemplarzy jest w złym stanie. Dlatego zrealizowano ideę zeskanowania i zarchiwizowania w formie elektronicznej całości mapy. Następnie opracowano bazę danych zawierającą podstawowe informacje o każdym arkuszu. Zaprojektowana została strona WWW, która pozwala na ogólną orientację w treści poszczególnych arkuszy oraz w lokalnej budowie geologicznej. Taka forma archiwizacji ułatwi:

- wykorzystanie scyfrowanych materiałów dla uzupełnienia edycji SMGS;
- wydanie mapy Sudetów w skali 1:50 000;
- dystrybucję w formie cyfrowej bądź w formie wydruków ploterowych.

W 1996 r. wydano nową „Instrukcję opracowania i wydania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (SMGP) w skali 1:50 000”. Instrukcja przewiduje cyfrowanie materiałów autorskich, wprowadzenie ich do specjalnie utworzonej w systemie Arc/Info bazy danych, a następnie ich komputerową redakcję i przygotowanie do druku poszczególnych arkuszy. Utworzona w ten sposób cyfrowa mapa geologiczna Polski, ma objąć zasięgiem cały kraj za wyjątkiem Sudetów.

Prace nad *Szczegółową mapą geologiczną Sudetów* zostały zakończone w 1996 r. Jednakże trudno uznać edycję za wydaną zgodnie z pierwotnymi założeniami w sytuacji gdy dla ponad 30 arkuszy nie opracowano objaśnień. Zarządzenie nr 20 Prezesa CUG w sprawie opracowania i wydania *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (ostatni akt prawny odnoszący się do opracowania *Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów* 1:25 000) definiuje mapę geologiczną jako opracowanie w formie graficznej i opisowej, a mapę geologiczną obszaru Sudetów jako część *Szczegółowej mapy geologicznej Polski*, opracowaną w skali 1:25 000. Tak więc zarządzenie to zakładało pokrycie całego kraju jednolitą mapą wraz z objaśnieniami o skali dokładności dostosowywanej do potrzeb i warunków lokalnych. Ponieważ takie ujęcie wydaje się najtrafniejsze dlatego należy mieć nadzieję, że zostanie dostrzeżona konieczność uzupełnienia i opracowania cyfrowej mapy również dla obszaru Sudetów. Jeżeli miałyby ona rzeczywiście zastąpić mapę tradycyjną jej skala wydawnicza nie powinna być mniejsza od skali obecnej SMGS (tj. 1:25 000).

Oprócz wykorzystania obrazów rastrowych jako podkładu przy wektoryzacji SMGS, mogą one być przydatne dla opracowania mapy Sudetów w skali 1:50 000. Szczególnie ważną zaletą będzie tu łatwość ich przeskalowywania i zestawiania w większe całości.

Na pewno usprawniona również zostanie dystrybucja mapy wśród odbiorców dzięki czemu będzie ona szerzej wykorzystana w planowaniu przestrzennym i dla celów gospodarczych.

W dyskusji brali udział: W. Bobiński, E. Gawlikowska, W. Kozdrój, A. Wojtkowiak, M. Michniewicz, J. Koźma, A. Stachowiak, E. Sztromwaser, B. Przybylski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 maja 2003 r.

Stefan CWOJDZIŃSKI: Pióropusze płaszcza a dynamika wnętrza Ziemi

Pióropusze płaszcza stanowią pęcherze gorącej materii płaszcza, o niższej gęstości i lepkości w stosunku do otoczenia, które podnoszą się ku górze dzięki zjawisku pływalności izostatycznej. Jako pierwszy Tuzo Wilson (1963) uznał, iż linijne ułożenie wysp i wulkanów podmorskich Hawajów jest wynikiem ruchu płyty pacyficznej ponad stacjonarnym pióropuszem płaszcza. Zdaniem Morgana (1972) pióropusze płaszcza pochodzą z granicy jądro/płaszcz i są stacjonarne względem siebie o ile występują w obrębie jednej płyty litosfery. Ta ich cecha jest niezwykle istotna z punktu widzenia teorii geotektonicznych. Skoro bowiem pochodzą one z wielkich głębokości i zachowują pozycję stacjonarną to powstaje pytanie dlaczego, przyjmowane przez tektonikę płyt, prądy konwekcyjne w płaszczu Ziemi, stanowiące zasadniczy mechanizm napędowy ruchu płyt, nie zakłócają przebiegu pióropuszy lub całkiem ich nie niszczą. Choć więc podstawowa teoria pióropuszy płaszcza jest dziś dobrze uzasadniona, wiele ich cech jest niejasnych i kontrowersyjnych.

ródłem informacji o pióropuszach płaszcza i odpowiadających im na powierzchni plamom gorąca są dane powierzchniowe, a zwłaszcza geotermiczne i grawimetryczne, a także geochemia i wiek skał wulkanicznych śródpłytowych plateau i wysp bazaltowych oraz badania struktury wgłębnej Ziemi przy zastosowaniu metod sejsmicznych i tomografii sejsmicznej. Dane o szybkościach fal P i S wewnątrz Ziemi pozwalają na wyznaczenie granic sejsmicznych I i II rzędu oddzielających od siebie „warstwy” o różnym składzie petrologicznym i parametrach fizycznych.

Litosfera, o zmiennej grubości 50–300 km to warstwa „sztywna” podzielona na płyty litosfery; jej zewnętrzną część tworzy skorupa ziemska o zmiennej grubości od 5–70 km. Litosfera kontynentalna o grubości do 300 km (wg. danych tomografii sejsmicznej, nawet do 450 km pod starymi trzonami prekambryjskimi kontynentów) cechuje się skomplikowaną historią geologiczną i polifazową ewolucją; podstawowym mechanizmem jej powstawania jest bazalna akrecja prekambryjska (2,5 Ga) od strony płaszcza Ziemi. Litosfera oceaniczna jest tworzona przez astenosferę poprzez ochładzanie jej w strefach ryftowych, odznacza się ona młodym wiekiem (180 Ma — dziś.) Wyraźna zmiana szybkości fal sejsmicznych następuje na

zmiennej głębokości 50–300/400 km (korzenie kontynentów), gdzie rozpoczyna się astenosfera sięgająca do głębokości 660 km. W stropie górnego płaszcza występuje strefa niskich szybkości sejsmicznych (Low velocity zone — LVZ; niekiedy termin astenosfera jest ograniczany tylko do LVZ) o zmiennej grubości od 50–100 km. Jej cechy to: niskie szybkości fal sejsmicznych, silne rozpraszanie energii tych fal, wysokie przewodnictwo elektryczne. Zbudowana jest ona z materii górnego płaszcza (lherzolity granatowe) o udziale od 1–5% stopu międzyziarnowego. Dolna granica LVZ jest związana z zanikiem występowania frakcji płynnej i znaczącym zwiększeniem sztywności górnego płaszcza. Warstwa LVZ odgrywa ogromną rolę jako strefa poślizgowa, po której mają wędrować płyty litosfery. Tymczasem samo istnienie i grubość LVZ zależy od stopnia geotermicznego. W strefach ryftowych jej grubość osiąga 100–200 km, pod platformami kontynentalnymi jest słabo wyrażona, a pod kratonami prekambryjskimi zupełnie nie występuje (geoizotermie nie przecinają tu krzywej solidusa skał górnego płaszcza). Po czym więc poruszają się płyty litosfery, skoro LVZ nie jest strukturą ciągłą?

Pod LVZ wzrasta sztywność górnego płaszcza. Następne nieciągłości sejsmiczne występują na głębokości 410 km w obrębie astenosfery oraz na głębokości 660 km. Szczególnie ważna jest globalna nieciągłość sejsmiczna 660 km (granica górnego i dolnego płaszcza). Następuje tu wzrost szybkości fal sejsmicznych o 5–7%, a gęstości o 8%. Grubość strefy to 5 km, jej powierzchnia stropowa jest nierówna. Wywołują tę nieciągłość zmiany fazowe typu: spinel magnezowy–perowskit i magnezjowustyt (przy $p = 23$ GPa). Ten typ przejścia fazowego hamuje przyjmowane przez tektonikę płyt tonięcie chłodnych fragmentów litosfery (subduction slabs) w płaszczu dolnym. Natomiast powierzchnia ta nie jest przeszkodą dla gorącej, szybko podnoszącej się od dołu materii pióropuszy płaszcza. Od nieciągłości 660 km aż do głębokości 2900 km leży płaszcz dolny (mezosfera) graniczący bezpośrednio z jądrem Ziemi (od 2900 do 6360 km), podzielonym na jądro zewnętrzne (2900–5200 km) i wewnętrzne (5200–6360 km). Dolny płaszcz zbudowany jest z perowskitu magnezowego o stosunku Fe/Mg większym niż w płaszczu górnym. Dane izostatyczne i grawimetryczne świadczą o tym, że lepkość płaszcza rośnie z głębokością o 2 rzędy wielkości. Największy skokowy jej wzrost następuje na granicy 660 km. Tak więc tonięcie fragmentów subdukowanych płyt w dolnym płaszczu jest praktycznie niemożliwe. Tektonika płyt stawia w związku z tym pytanie czy możliwa jest konwekcja obejmująca cały płaszcz Ziemi (konwekcja jednowarstwowa), czy też jest ona dwuwarstwowa, odrębna w górnym i dolnym płaszczu?

Wysoka lepkość dolnego płaszcza jest potwierdzana przez istnienie wielkich (dziś dwóch) jego megawypiętrzeń oraz izolację geochemiczną domen w płaszczu dolnym o trwałości rzędu 109 lat, potwierdzoną przez badania geochemiczne skał magmowych generowanych przez plamy gorąca. Czy zatem realne jest istnienie systemu konwekcyjnego w płaszczu Ziemi?

Tradycyjnie prądy konwekcyjne są uważane za motor napędzający ruch płyt litosfery. W płaszczu Ziemi powinna zatem działać konwekcja jedno lub dwuwarstwowa. Konwekcja jednopiętrowa obejmująca cały płaszcz zdaje się być potwierdzana przez tomografię sejsmiczną. Tymczasem klasyczny model konwekcji, czyli prąd wstępujący pod strefami ryftowymi stoi w sprzeczności z obrazem geotektonicznym wokół Afryki i Antarktydy. Tektonika płyt przyjmuje w tym wypadku, że grzbiety oceaniczne są strukturami płytko zakorzenionymi i odsuwają się od tych kontynentów razem z narastającą w nich symetrycznie lito-

sferą oceaniczną. Taka interpretacja stwarza jednak mnóstwo trudności. Jeśli bowiem „napęd” ruchu płyt jest tak płytki, jak może on poradzić sobie z przemieszczaniem kontynentów zakorzenionych głęboko w płaszczu górnym? Na granicy płaszcz/jądro występuje tzw. warstwa przejściowa D”. Ma ona średnią grubość 200–250 km w zakresie od 100 do 500 km. W obrębie warstwy D” zmniejsza się powoli gradient szybkości fal sejsmicznych i gęstości, gwałtowny skok następuje na granicy z jądrem, w spągu warstwy D”. Strefa jest silnie heterogeniczna lateralnie i bardzo skomplikowana; tworzy dwa kopulaste megawypiętrzenia stropu: pacyficzne i afrykańskie. W obrębie tych wypiętrzeń szybkości fal sejsmicznych P i S są niższe niż poza nimi; na powierzchni Ziemi odpowiadają im anomalie ujemne geoidy. Z megawypiętrzeniami warstwy D” związane są liczne pióropusze płaszcza docierające poprzez płaszcz aż do powierzchni Ziemi. Warstwa ta jest strefą intensywnej chemicznej i fizycznej interakcji jądra i krzemianowego płaszcza Ziemi.

Reasumując, tektoniczno-płytowa interpretacja danych o współczesnej dynamice wnętrza Ziemi prowadzi do szeregu sprzeczności. Najważniejsze z nich to:

- stacjonarna pozycja pióropuszy płaszcza przy przyjmowanej konwekcji w płaszczu Ziemi;
- konwekcja w płaszczu, a dane o lepkości materii płaszczowej i obecność nieciągłości sejsmicznych;
- możliwość horyzontalnych przemieszczeń płyt litosfery po strefie LVZ, która jest warstwą nieciągłą i która zanika pod głęboko zanurzonymi „korzeniami” kontynentów;
- model oddalania się grzbietów śródoceanicznych od Afryki i Antraktydy i jego niezgodność z danymi geologicznymi;
- stwierdzone oddalanie się od siebie plam gorąca występujących w obrębie sąsiednich płyt.

Już tylko ta krótka lista zasadniczych sprzeczności między faktami, a interpretacją tektoniczno-płytową wskazuje na słabość tej teorii geotektonicznej. Stają się one natomiast sprzecznościami pozornymi na Ziemi ekspandującej.

W dyskusji brali udział: A. Stachowiak, C. Sroga, J. Wojewoda i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 4 listopada 2003 r.

Marek MICHNIEWICZ: Główne etapy przemian geochemicznych łupków pasma Starej Kamienicy (Sudety Zachodnie)

Elementem odniesienia dla prezentowanego zagadnienia jest charakterystyka geochemiczna głównych kompleksów litologicznych i litogeochemicznych, występujących w strukturze pasma łupkowego Starej Kamienicy. Charakterystyka ta jest oparta na rezultatach 1281 analiz wskaźnikowych, którymi objęte były próbki reprezentujące 8 całościowych profili tzw. otworów reperowych, usytuowanych w 4 przekrojach poprzecznych (po 2 otwory), roz-

mieszczonych równomiernie na obszarze zachodniej części pasma kamienickiego. Spektrum analityczne obejmowało 20 składników (Sn, Cu, Co, Ni, Bi, Pb, Zn, Ga, B, Mo, Zr, Sr, Rb, V, Fe, Mn, Na, K, Ca i Mg), przy czym szczegółowa specyfikacja zastosowanych metod analitycznych znajduje się we wcześniejszym opracowaniu (Michniewicz i in., 1990). Dane analityczne zostały poddane obróbce statystycznej w nawiązaniu do zbiorów głównych kompleksów litologicznych i litogeochemicznych.

Całościowa analiza wspomnianych materiałów (analitycznych i statystycznych) pozwala, w nawiązaniu do wyników innych obserwacji geologicznych, na stwierdzenie obecności dwóch głównych etapów przemian, o charakterze allochemicznym, w obrębie pierwotnie bardziej jednorodnego kompleksu skał łupkowych, o cechach geochemicznych odpowiadających łupkom płonnym.

Starszy etap, premetamorficzny, spowodowany był działalnością roztworów hydrotermalnych związanych genetycznie ze starszymi granitoidami (późniejszą formacją gnejsów izerskich). Działalność tych roztworów objęła środkową partię serii łupkowej zawartej między obecnymi gnejsami ogniwa głównego a gnejsami ogniwa śródłupkowego i doprowadziła do powstania kompleksu łupków cynonośnych. Kompleks ten cechuje się wzbogaceniem w cynę, żelazo oraz krystalizujące w następnym stadium pierwiastki chalkofilne (Cu, Co, Bi), a także zubożeniem w sód oraz bor, przy czym rozkład tego ostatniego nie jest tak jednoznaczny, z uwagi na obecność wtórnych, nałożonych lokalnie, wzbogaceń w ten składnik.

Młodszy etap przemian allochemicznych, poprzedzający intruzję granitu karkonoskiego, zaznaczył się głównie w strefie głębokiego nasunięcia, biegnącego wzdłuż południowej granicy pasma łupkowego Starej Kamienicy. Całościowy zakres przemian jest tu bardzo złożony, przy czym w obserwowanym profilu łupków zaobserwowano wzrost z głębokością zawartości sodu i boru, przy spadku zawartości żelaza, manganu, wanadu, potasu i rubidu. Intensywność obserwowanych przemian geochemicznych wzrasta, w stopniu wysoce istotnym statystycznie, ku centrum strefy nasunięciowej, gdzie rośnie również liczba wzajemnie skorelowanych pierwiastków. Makroskopowo przejawia się to intensyfikacją rozwoju procesów leukokratyzacji skał, prowadzących do powstania: w przypadku łupków — kompleksu leptynitowego, zaś w przypadku gnejsów i granitów — leukognejsów i leukogranitów.

W dyskusji brali udział: A. Wojtkowiak, S. Cwojdziański, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 grudnia 2003 r.

Zbigniew CYMERMAN: Strefy ścinań w suwalskim masywie anortozytowym — część I (złoże „Udryń”)

Prelegent przedstawił wyniki szczegółowych badań strukturalno-kinematycznych całego zachowanego materiału wiertniczego z 12 otworów zlokalizowanych w centralnej części suwalskiego masywu anortozytowego. Otwory te wykonano w latach 1964–1983 w ramach

rozpoznania złożeń rud ilmenitowo-magnetytowych „Udryń” (Subieta i in., 1985). W otworach przewiercono od 1200 (otwór Udryń IG 1) do 2003,1 metrów (otwór Udryń IG 7) skał krystalicznych. Łącznie nawiercono prawie 23 000 metrów skał krystalicznych (Parecki, 1998); prelegent zbadał ponad 9 100 metrów rdzenia. Podłoże krystaliczne na obszarze złoża „Udryń” występuje od głębokości 630,0 m p.p.m. (otwór Udryń IG 7) do głębokości 655,9 m p.p.m. (otwór Udryń IG 10). Występują tu głównie anortozyty, podrzędnie noryty i leukonoryty (Juskowiak, 1998; Wiszniewska, ed., 1998).

Heterogeniczne strefy ścinania o różnej miąższości i stopniu wykształcenia stwierdzono we wszystkich otworach i zespołach skalnych z obszaru złoża „Udryń”. Na foliację S_0 pochodzenia magmowego (foliacja z płynięcia) jest nałożona współplanarnie foliacja mylonityczna S_M , tworząc strukturą złożoną ($S_0 + S_M$), która zapada przeważnie pod kątem 40–55°, czasem pod większym kątem, do 70°. Słabo wykształcona lineacja ziarna mineralnego (ekstensyjna) L_M jest zawsze prawie równoległa do kierunku upadu foliacji $S_0 + S_M$. Na ogół w domenach zmylonityzowanych (podatnych strefach ścinania) w płaszczyźnie prostopadłej do foliacji $S_0 + S_M$ i równoległej do lineacji ziarna mineralnego L_M można obserwować wiele różnych asymetrycznych struktur tektonicznych. Struktury asymetryczne, kluczowe w rozpoznawaniu skał mylonitycznych, umożliwiają także określenie zwrotu ścinania prostego (rotacyjnego) w warunkach podatnych. We wszystkich otworach z obszaru złoża „Udryń” wskaźniki kinematyczne dokumentują kompresyjny (nasunięciowy) reżim deformacji. W rdzeniach z 12 otworów złoża „Udryń” stwierdzono głównie porfiroklasty skaleniowe i piroksenowe typu σ i δ , oraz struktury mylonityczne typu S–C, a w obrazie mikroskopowym — skośność mikrowięźby. Bardzo rzadko występują asymetryczne pasemka ścinania typu C', i rybokształtne („rybie”) łyszczki. Równie rzadko podobne w formie porfiroklasty typu σ wskazują na normalne ścinanie podatne.

Metodę skrzywienia osi otworu do ustalenia orientacji struktur tektonicznych zastosowano dla 12 zbadanych tektonicznie otworów z obszaru złożowego „Udryń”. Podczas wiercenia obrotowego gryzer ma tendencję do ustawiania się prostopadle do płaszczyzn anizotropii w rozwiercanej skale. W wyniku tego procesu oś otworu dąży do ustawienia się równolegle do normalnej płaszczyzn anizotropii skały (foliacji). Krzywizna otworów z obszaru złoża „Udryń” była mierzona na ogół co 25 m za pomocą inklinometru lub żyroskopu. Najbardziej wiarygodne są dane, gdy foliacja $S_0 + S_M$ zapada w tym samym kierunku z umiarkowanymi upadami w przedziale głębokości co najmniej kilkuset metrów i przy kącie skrzywienia, który powinien wynosić co najmniej kilka stopni. W przypadku bardzo stromych lub pionowych upadów foliacji $S_0 + S_M$ przewód wiertniczy może mieć tendencję do ustawiania się równolegle do kierunku upadu foliacji $S_0 + S_M$ (np. w otworze Udryń IG 16). Nie zmienia to ustalenia biegu foliacji $S_0 + S_M$, lecz kierunek upadu foliacji $S_0 + S_M$ będzie różnił się o 180°.

Jednoznaczne wyznaczenie biegu foliacji na obszarze złoża „Udryń” nie jest łatwe ze względu na różne geofizyczne metody pomiaru krzywizny otworu (fotoinklinometry magnetyczne różnego typu i żyroskop). Na dewiacje w azymucie miały też wpływ liczne strome strefy uskokowe i partie zbrekcionowane (np. w otworze Udryń IG 16). Po analizie danych dominują zdecydowanie odchylenia osi ku SW (otwory Udryń IG 6, IG 8, IG 10 i IG 11). Odchylenia osi ku SE i SSE stwierdzono w otworach Udryń IG 1, IG 2, IG 3, IG 7, ku NE w otworze Udryń IG 18, a ku E i W w otworze Udryń IG 16. Brak danych o azymucie skrzywienia z otworów Udryń IG 4 i IG 5. Dane te, oprócz otworu Udryń IG 16 pozwalają wyznaczyć biegi foliacji $S_0 + S_M$

w kierunku NW–SE (otwory Udryń IG 6, IG 8, IG 10, IG 11 i IG 16) i jej upady ku NE lub biegi foliacji $S_O + S_M$ w kierunku SW–NE do prawie równoleżnikowych z upadami ku NW lub N. Dane te potwierdzają także (niestety niezbyt liczne) tzw. złuszczenia rdzenia (prawie horyzontalne kliważe spękania), które pozwalają wyznaczyć kierunki osi współczesnego pola naprężeń. A znając współczesny stan naprężenia w Polsce NE (prawie południkowy), można wyznaczyć orientację badanego fragmentu rdzenia względem północy geograficznej. Wszystkie dane sugerują prawie południkowe do NW–SE przebiegi foliacji $S_O + S_M$, co dodatkowo potwierdza analiza stref występowania zespołów skalnych o podobnych asocjacjach mineralnych oraz korelacja między otworami stref mineralizacji rudnych.

O ile przebieg foliacji $S_O + S_M$ w kierunku WNW–SES jest zbliżony do kierunku podanego przez Kubickiego (NW–SE) lub Pareckiego (W–E), to jednak kierunek upadu foliacji $S_O + S_M$ jest odwrotny, to znaczy skierowany ku NNE, a nie ku SW lub południowi. Taka orientacja foliacji (metamorficznej i magmowej) a także ciał rudnych (ferrolitów) jest poparta analizą przekroi wykonanych w kierunku WNW–SES z prawie horyzontalną orientacją zespołów skalnych, a także przekroi na liniach SWS–ENE, gdzie stwierdza się najlepszą korelację w litologii skał i pakietów (ciał) rudnych. Przy tak ustalonej orientacji foliacji i dokumentowanym we wszystkich otworach z obszaru złoża „Udryń” kompresyjnym (nasunięciowym) reżimem deformacji należy zakładać transport tektoniczny ku SW do S w środkowej części suwalskiego masywu anortozytowego. W takim przypadku złoża rud magnetytowo-ilmenitowych „Udryń” znajdują się strukturalnie powyżej podobnego złoża rud „Krzemianka”.

W dyskusji brali udział: A. Ihnatowicz, W. Kozdrój, J. Koźma, G. Nowak, C. Sroga, A. Stachowiak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 grudnia 2003 r.

ODDZIAŁ GÓRNOŚLĄSKI

Maria KARWASIECKA, Sławomir WILK: **Analiza parametrów pola cieplnego Ziemi w obszarze LZW**

Badania geologiczne prowadzone w latach międzywojennych przez J. Samsonowicza na Wołyniu, kontynuowane w PIG przez zespół pod kierownictwem J. Porzyckiego, doprowadziły do wyznaczenia naturalnych granic basenu karbońskiego i do udokumentowania w jego obrębie zagłębia węglowego o przemysłowym znaczeniu w SE Polsce. Równolegle z rozpoznaniem wiertniczym w omawianym rejonie prowadzone były badania geotermiczne w około 400 otworach, tym w około 150 pomiarów wykonano w warunkach zbliżonych do ustalonej równowagi cieplnej. Ponadto wykonano pomiary laboratoryjne własności cieplnych skał pobranych z rdzeni wiertniczych 36 otworów.

Obszar badań jest rozpoznany w stopniu bardzo nierównomiernym, zarówno w zakresie głębokości penetracji, jak również lokalizacji powierzchniowej z uwagi na intensyfikację badań w rejonach perspektywicznych z punktu widzenia eksploatacji węgla kamiennego. Podstawowy problem, dotychczas nie eksponowany dostatecznie, to prognoza temperatury górotworu poniżej poziomu bezpośrednich pomiarów.

Ekstrapolacja temperatur górotworu, na podstawie obserwowanych średnich gradientów geotermicznych, może prowadzić do znaczących błędów. Może być natomiast efektywnie prowadzona na podstawie znanych wartości gęstości strumienia cieplnego Ziemi.

Błąd oszacowania gęstości strumienia cieplnego jest sumą błędów związanych z obliczeniem gradientu geotermicznego oraz ekwiwalentnej przewodności cieplnej.

Opracowano normogramy prognostyczne dla oceny gradientu geotermicznego oraz przewodności cieplnej w oparciu o znaną treść litologiczną profilu ustaloną na podstawie wyników badań geofizycznych oraz makroskopowy opis rdzenia. Obliczenia zostały przeprowadzone z wykorzystaniem wielowymiarowej analizy regresji. W charakterze empirycznych danych jako zmienne prognozowane przyjęto wyniki laboratoryjne pomiarów przewodności cieplnej skał oraz wartości interwałowych gradientów geotermicznych.

Średnia wartość efektywnej przewodności cieplnej dla utworów formacji lubelskiej szacowana w kierunku transferu ciepła (praktycznie prostopadle do uwarstwienia), zgodnie z modelem połączenia szeregowego, przyjmuje wartość $1,83 \pm 0,09 \text{ W/m}^\circ\text{C}$. Obliczona wartość stanowi dolną granicę. Średnia wartość przewodności cieplnej szacowana w kierunku równoległym do uwarstwienia jest wyższa o około 17% i stanowi jej górną granicę. Prognozowana średnia wartość gradientu geotermicznego w obrębie analizowanej formacji przyjmuje wartość $3,45 \pm 0,4^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Natomiast średnia wartość gęstości strumienia ciepłego Ziemi wynosi $6,27 \pm 0,09 \text{ mW/m}^2$ i jest znacząco wyższa od wartości typowych dla jednostek geostrukturalnych o pregotyjskiej konsolidacji podłoża ($\sim 40 \text{ mW/m}^2$).

W dyskusji brali udział: Z. Buła, J. Wagner, A. Zdanowski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 stycznia 2003 r.

Anna JURCZAK-DRABEK: *Kopalnia Soli „Solino” na arkuszu Inowrocław MGGP*

W ramach realizacji *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000, w 2002 roku wykonano arkusz Inowrocław (400), który leży w granicach woj. kujawsko-pomorskiego i prawie w całości w powiecie inowrocławskim.

Północna i środkowa część arkusza wg podziału geologiczno-strukturalnego Polski położona jest w granicach wału kujawskiego. W budowie wału kujawskiego istotny udział odegrała tektonika salinarna zapoczątkowana w górnym triasie, w fazie laramijskiej i trwająca do czwartorzędu.

W wyniku intensywnych ruchów górotwórczych masy solne zostały wypiętrzone w formie wysadów. Na obszarze arkusza Inowrocław występują dwa wysady solne: w Inowrocławiu i w Górze.

Wysad solny w Górze przedstawiany jest jako wyciśnięty diapir, ograniczony od północy dyslokacją równoleżnikową, a od wschodu i zachodu dyslokacją zbliżoną do kierunku północ-południe. Tak więc trzy ściany diapiru są na znacznych odcinkach zbliżone do pionowych. Ściana południowa jest mniej stroma.

W przekroju poziomym wysad jest zbliżony do owalu o promieniu 2,0 i 1,5 km zwiększającym się ku spągowi.

Najstarsze w obrębie wysadu są utwory solonośne cechsztyńskie o nie przewierconej miąższości ponad 1400 m. Występują one pod czapą iłowo-gipsową, bądź anhydrytowo-gipsową o miąższości od 10 do 128 m, a przykryte są serią osadów trzecio- i czwartorzędowych. Oslone wysadu tworzą utwory jury (wapienie, dolomity, mułowce, margle, łupki) oraz dolnej kredy (mułowce, piaskowce, iłowce), hakowato wygięte do góry.

W miejscowości Góra zostało udokumentowane złożo soli kamiennej, w kat. B + C₁ + C₂. Powierzchnia udokumentowanego złoża „Góra” w części stropowej wynosi 552 000 m² (55 ha), a w części spągowej (na głębokości 1400 m) 1 011 000 m² (101 ha). Główną masę wy-

sadu stanowią sole starsze (cyklotem Stassfurt). Zajmują one głównie centralną i południową część wysadu, a reprezentowane są przez średnio i gruboziarnistą sól kamienną o zawartości NaCl powyżej 95%. W północnej części wysadu występują przeważnie sole młodsze (cyklotem Leine) i najmłodsze (cyklotem Aller) o zawartości NaCl od 82 do 95%.

Średnie parametry jakościowe kopaliny do głębokości 1400 m ze złoża „Góra” wynoszą: NaCl — 96,74%; Mg — 0,09%; K — 0,08%; części nierozpuszczalne — 1,3%. Miąższość serii złożowej przeznaczonej do eksploatacji wynosi od 225 do 1400 m. W nadkładzie o miąższości od 101 do 120 m występuje czapa wysadu, w południowej części anhydryto-wo-gipsowa, a w części północnej iłowo-gipsowa. Miąższość czapy jest bardzo zróżnicowana i wynosi od niespełna 10 do ponad 100 m. Miejscami na utworach czapy zalegają osady jury i trzeciorzędu. Całą powierzchnię złoża pokrywają utwory czwartorzędowe w postaci glin zwałowych, piasków, żwirów lub mułków o miąższości od około 15 do 120 m.

Warunki hydrogeologiczne w rejonie wysadu solnego w Górze związane są z utworami kilku pięter. W utworach czwartorzędowych (piaskach i żwirach) zwierciadło wód gruntowych stabilizuje się na głębokości 1,6–15,5 m p.p.t., w czapie gipsowej na około 50 m p.p.t., a w utworach jurajskich na głębokości 68 m p.p.t. Wody poziomu jurajskiego pozostają prawdopodobnie w kontakcie z nadległymi wodami trzecio- i czwartorzędowymi, a przez boczny kontakt z wodami czapy gipsowej.

Złoże soli kamiennej „Góra” wg klasyfikacji sozologicznej zaliczono do klasy 2B — złożo rzadkie w skali kraju, konfliktowe. Konfliktowość złoża wynika z faktu, że przy wschodniej granicy terenu górniczego przebiega strefa ochrony pośredniej ujęcia wody pitnej „Trzaski”, z którego zaopatrywane jest miasto Inowrocław.

Złoże soli kamiennej „Góra” jest eksploatowane od 1968 r. w sposób ciągły, obecnie przez *Inowrocławskie Kopalnie Soli „Solino” S.A.* w Inowrocławiu na podstawie uzyskanej koncesji w 1996 r. na okres 10 lat.

Obszar na który wydano koncesję wynosi 1 766 814 m² (176 ha), a powierzchnia terenu górniczego jest równa 2 761 490 m² (276 ha). Eksploatacja odbywa się otworami z powierzchni, które zakończone są wieżą eksploatacyjną WP-32/80 lub częścią pomostem eksploatacyjnym.

Eksploatacja odbywa się systemem komorowo-filarowym z ekranizacją olejową, metodą strefowego i wielostopniowego rozwoju komór. Stosowany system eksploatacji polega na wybieraniu soli od dołu do góry strefami o wysokości około 100–200 m. Otwory eksploatacyjne rozmieszczone są w siatce trójkątów równobocznych o boku 100 m (do tej pory odwiercono 26 otworów badawczo-eksploatacyjnych, latach 1965–2001). W 11 otworach zakończona jest już eksploatacja. W jednym otworze z powodu znacznych przerostów anhydrytu i soli K–Mg zaprzestano eksploatacji. Aktualnie eksploatacja prowadzona jest w 12 otworach, z czego 5 znajduje się w końcowej fazie.

Każdy otwór wyposażony jest w rury solankowe o średnicy 41/2”. Głębokość ich posadowienia dobrana jest odpowiednio dla każdego otworu (tzn. do 10 m nad dnem otworu) oraz w rury wodne o średnicy 75/8” posadowione 50–100 m powyżej buta rur solankowych. Przestrzeń między rurami wodnymi a ociosem otworu wypełniona jest olejem ekranizującym. Wodę o wydajności 40–70 m³/h zatłacza się przestrzenią międzyrurową do czasu uzyskania docelowej średnicy wrębu. Całkowite zużycie wody w kopalni wynosi średnio około 450 m³/h. Jest to woda przemysłowa z ujęcia przemysłowego na Noteci, pobierana na podstawie umowy

z zakładu „Soda-Mątwy” w Inowrocławiu. Następnie rury wodne i solankowe podnosi się ponad wyeksploatowaną część komory i powtarza się kolejny cykl eksploatacji.

W celu zachowania stateczności górotworu zachowuje się około 50-metrowe filary międzykomorowe oraz ochronną półkę stropową o miąższości około 250 m, w tym 150 m w utworach solnych. W trakcie prowadzenia eksploatacji zaobserwowano zjawisko wzajemnego łączenia się komór eksploatacyjnych. Pierwszy raz takie zjawisko zaobserwowano w 1976 r. Są to połączenia 2 lub 3 komór, a wynikają one z nadmiernej krzywizny otworu lub są to przyczyny geologiczne takie jak np. występowanie warstw szybciej ługowanych. Połączenia międzykomorowe utrudniają eksploatację, lecz nie wymagają wyłączenia ich z ruchu.

Solanka po wypłynięciu na powierzchnię (wydajność wypływu wynosi 50–100 m³/h) odprowadzana jest rurociągami o średnicy 150 mm, a następnie tłoczona jest przez pompy do sześciu zbiorników naziemnych o pojemności łącznej 18 000 m³. Ze zbiorników solanka przekazywana jest rurociągami podziemnymi do pompowni głównej, a następnie tłoczona jest do trzech podziemnych rurociągów solankowych o średnicy 400 mm łączących kopalnię z odbiorcami.

Odbiorcami solanki są: Inowrocławskie Zakłady Chemiczne Soda-Mątwy S.A; Zakłady Chemiczne „Zachem” S.A. w Bydgoszczy; Zakłady Azotowe „Anwil” S.A. we Włocławku. Z kopalni „Góra” dostarczana jest również solanka do tężni w Inowrocławiu.

Roczne wydobycie soli kamiennej (zgodnie z zapotrzebowaniem) wynosi 1 190 790 ton (3,5 mln m³ solanki). Surowiec wykorzystywany jest w przemyśle spożywczym i chemicznym.

W komorach kopalni „Góra” łączna objętość wylugowanych pustek wypełnionych solanką przekracza obecnie 14 mln m³.

Kopalnia Soli „Solino” S.A. (jej główny udziałowiec PKN „Orlen”) czyni starania o uzyskanie koncesji na wykorzystanie części tej przestrzeni na budowę „Podziemnego Magazynu Ropy i Paliw Góra”. Magazyn będzie spełniał rolę strategiczną, operacyjną oraz inwestycyjno-koniunkturalną dla kraju. W pierwszym etapie wykorzystanych będzie 5 komór na magazyny ropy naftowej, następnie do magazynowania oleju napędowego dwie komory (dwa rodzaje: „zimowy” i „letni”) i jedna do magazynowania benzyny.

Objętość magazynowa pojedynczej komory wynosić będzie ok. 580 tys. m³, co odpowiada ok. 500 tys. ton ropy.

W dyskusji brali udział: A. Zdanowski, R. Habryn, M. Karwasiecka, J. Wagner, J. Bugała, J. Kwarciański, M. Markowiak i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 16 stycznia 2003 r.

Katarzyna STRZEMIŃSKA: **Prezentacja arkusza Bydgoszcz Wschód Mapy geologiczno-gospodarczej Polski**

Arkusz Bydgoszcz Wschód *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000 opracowany został w 2003 roku w Oddziale Górnośląskim PIG w Sosnowcu. Obszar objęty arkuszem leży w środkowozachodniej części województwa kujawsko-pomorskiego i obejmuje miasto Bydgoszcz oraz powiaty bydgoski i toruński. W użytkowaniu ziemi dominują tu lasy (ok. 70% powierzchni obszaru arkusza) wchodzące w obręb Puszczy Bydgoskiej; użytki rolne zajmują tylko ok. 5% powierzchni. Ludność skupiona jest w aglomeracji miejskiej Bydgoszczy stanowiącej znaczny ośrodek przemysłowy, z zakładami chemicznymi, elektrotechnicznymi, mechanicznymi, celulozowo-papierniczymi i innymi. Najbardziej uprzemysłowione tereny rozciągają się po obu brzegach Brdy.

Geologicznie obszar arkusza leży w obrębie wału pomorskiego (blok Więcborka) i niecki pomorskiej. Najstarsze rozpoznane utwory należą do jury górnej i kredy. Podłoże mezozoiczne występuje na zróżnicowanej głębokości, od kilkunastu do 150–200 metrów. Na utworach mezozoicznych leżą osady trzeciorzędowe stanowiące na ogół ciągłą pokrywę. Są one reprezentowane przez utwory ilasto-mułowcowe i piaszczyste oligocenu, miocenu i pliocenu. Utwory czwartorzędowe występują na całym omawianym obszarze i reprezentowane są przez osady: lodowcowe, wodnolodowcowe, rzeczne i jeziorne, powstałe w czasie od zlodowaceń południowopolskich po holocen.

Obszar arkusza Bydgoszcz Wschód jest stosunkowo ubogi pod względem surowcowym, udokumentowano tu tylko cztery złoża, w tym trzy kruszywa naturalnego (dwa z nich są eksploatowane) i jedno ilów ceramiki budowlanej (eksploatowane). Złoża te zostały zakwalifikowane do klasy złóż powszechnych, licznie występujących i łatwo dostępnych (klasa 4). Z punktu widzenia ochrony środowiska, złoża kruszywa naturalnego zaliczono do klasy B — złóż konfliktowych, a złoża ilów ceramiki budowlanej do klasy A — złóż mało konfliktowych.

Ze względu na specyficzny charakter omawianego rejonu (duże kompleksy leśne oraz zabudowa miasta Bydgoszcz) istnieją bardzo ograniczone możliwości poszerzenia istniejącej bazy zasobowej. W dolinie Wisły wyznaczono jeden perspektywiczny obszar występowania piasków kwarcowych i jeden torfów. Brak jest podstaw do wyznaczenia prognostycznych lub perspektywicznych obszarów występowania kruszywa naturalnego i surowców ilastych, a także innych surowców naturalnych.

Obszar arkusza Bydgoszcz Wschód należy w większości do zlewni Wisły; jedynie jego południowo-zachodni fragment jest odwadniany przez rzekę Noteć, należącą do zlewni Odry. Obydwa dorzecza łączy Kanał Bydgoski. Głównymi rzekami omawianego obszaru są Wisła, wraz z lewobrzeżnym dopływem — Brdą oraz rzeka Noteć. W południowo-zachodniej części obszaru arkusza znajduje się Jezioro Jezuickie, które pełni funkcję rekreacyjną. Ważnym problemem na omawianym obszarze jest znaczne zanieczyszczenie wód Wisły i Brdy.

Wody podziemne występują w utworach jury górnej, kredy, trzeciorzędu i czwartorzędu, przy czym największe znaczenie użytkowe mają wody pięt kredowego i czwartorzędowego. Zlokalizowanych jest tu 16 dużych (o udokumentowanych zasobach powyżej 100 m³/h) przemysłowych i komunalnych ujęć wód podziemnych. Centralną i południowo-zachodnią część obszaru arkusza zajmują główne zbiorniki wód podziemnych — czwartorzędowy nr 138 —

Pradolina Toruń–Eberswalde (Noteć) i trzeciorzędowy nr 140 — Subzbiornik Bydgoszcz. Ze względu na silne uprzemysłowienie omawianego obszaru stwierdzono istnienie kilku ognisk zanieczyszczeń rzutujących na jakość wód podziemnych. Duże zagrożenie wód podziemnych istnieje zwłaszcza w środkowej części omawianego obszaru.

Znaczną część arkusza Bydgoszcz Wschód zajmują tereny chronione przyrodniczo i krajobrazowo, będące częścią tzw. Ekologicznego Systemu Obszarów Chronionych. Należą do niego rezerваты, obszary chronionego krajobrazu i parki krajobrazowe, najważniejsze z nich to:

— Obszar Chronionego Krajobrazu „Łąki Nadnoteckie” wokół Kanału Noteckiego z torfowiskami przeobrażonymi i naturalnymi; w obrębie tego obszaru znajduje się rezerwat leśny „Dziki Ostrów” chroniący świetlistą dąbrowę z rzadkimi gatunkami kserotermicznymi;

— Obszar Chronionego Krajobrazu Wydm Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej obejmujący pola wydymowe Pradoliny Wisły;

— Obszar Chronionego Krajobrazu Strefy Krawędziowej Kotliny Toruńskiej;

— Park Krajobrazu Doliny Dolnej Wisły; na jego obszarze znajdują się dwa rezerваты leśne „Las Mariański” i „Wielka Kępa” chroniące las łęgowy i łąkowy.

Za najważniejsze zadania dla regionu według „Strategii zrównoważonego rozwoju województwa kujawsko-pomorskiego” uznane zostały: przedsięwzięcia związane z poprawą stanu czystości wód i powietrza, budowa autostrady A1 i dróg ekspresowych, modernizacja dróg krajowych, rozwój infrastruktury i rozwój działalności gospodarczej w celu tworzenia miejsc pracy. Liczne walory krajobrazowe, przyrodnicze oraz cenne zabytki znajdujące się w wielu miejscowościach sprzyjają rozwojowi turystyki i rekreacji.

W dyskusji brali udział: A. Zdanowski, M. Karwasiecka, A. Jurczak-Drabek, B. Ptak i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 23 stycznia 2003 r.

Jadwiga WAGNER: Użytkowy charakter karbońskich poziomów wodonośnych w obszarach wpływu działalności górnictwa

Podczas realizacji *Mapy hydrogeologicznej Polski*, w skali 1: 50 000, wykonanej w latach 1995–2002 na obszarze Górnego Śląska, autorzy arkuszy śląskich stanęli przed wyzwaniem rozwiązania i zilustrowania zagadnienia użytkowego charakteru naturalnych wód podziemnych, dopływających do wyrobisk górniczych i ujmowanych w wyrobiskach górniczych, pompowanych na powierzchnię.

Teren, w województwie śląskim, położony na północy między Dąbrową Górniczą i Gliwicami, Wodzisławiem Śląskim, Brzeszczami i Libiążem na południu, zajmuje zwarty pas obszarów górniczych kopalń węgla kamiennego. Jest to obszar występowania zbiornika podziemnych wód zwykłych i użytkowych (mineralizacja ogólna do 3000 mg/dm³), eksploatowanych dla zaopatrzenia aglomeracji miejsko-przemysłowej Górnego Śląska. W związku

ze szczególnie wysokim zaludnieniem i uprzemysłowieniem terenu jest to obszar mocno zmieniony antropogenicznie.

Na obszarze tym stwierdzono deficyt wody. Wody pitne są pozyskiwane w wyniku przesyłu wód z retencyjnych zbiorników powierzchniowych, położonych na peryferiach regionu. Na omawianym terenie wody użytkowe, pompowane są selektywnie i ujmowane w podziemnych wyrobiskach górniczych oraz lokalnie nielicznymi studniami.

Na obszarze Górnego Śląska w 15 kopalniach 30 szymbami, pompowane są wody użytkowe w ilości 167 tys. m³/dobę (co stanowi ok. 40% całkowitej ilości wód dopływających do wyrobisk podziemnych kopalń — 404 tys. m³/dobę).

Summaryczny obszar zasobowy zajmuje ok. 630 km² (ok. 36% całkowitej powierzchni obszaru wpływu drenażu górniczego na wody podziemne w poziomie karbonu, gdy cały obszar leja depresyjnego liczy ok. 1750 km²).

Od ponad dwustu lat w kopalniach odbywa się ciągła intensywna eksploatacja węgla kamiennego. Eksploatacji towarzyszy pompowanie wód dołowych — drenaż górniczy, wywołany oddziaływaniem wielu, zmieniających się w czasie i przestrzeni, ośrodków drenażu na obszarze połączonych wyrobisk i sąsiadujących kopalń. W wyniku pompowania wód nastąpiły ogromne zmiany warunków hydrodynamicznych i hydrochemicznych w zbiorniku karbonu produktywnego.

W związku z istnieniem drenażu górniczego autorzy arkuszy śląskich wypracowali specyficzne dla regionu rozwiązania wzbogacające treść instrukcji MhP. W obszarze eksploatacji górniczej (regionalnego leja depresyjnego wód podziemnych słodkich i solanek) wyznaczono na każdym arkuszu jednostkę hydrogeologiczną w poziomie karbonu górnego.

Wydajność potencjalną studni wierconej, określoną na obszarze leja depresyjnego, przyjęto poniżej 10 m³/h. W granicach leja depresyjnego, optymalne parametry poziomu użytkowego zgodnie z instrukcją MhP, lokalnie nie są spełnione. Stwierdzono, że studnie wiercone w poziomie karbonu produktywnego są: nieliczne, czynne okresowo, charakteryzują się zbyt małą wydajnością lub niską jakością wód.

W granicach leja depresyjnego, trudno jest graficznie przedstawić powierzchnię wyjątkowo zmiennej w czasie i przestrzeni pola hydrodynamicznego, dlatego w arkuszach MhP przedstawiono tylko kierunki przepływu wód podziemnych ku ośrodkom drenażu wód użytkowych, wód które stwierdzono w interwale głębokości od powierzchni do 400 m p.p.t.

Skład chemiczny wód podziemnych, badanych w granicach leja depresyjnego, uległ również zmianie. W wyrobiskach górniczych stwierdzono wody wodorowęglanowe, siarczankowe i chlorkowe. Są to wody słodkie i mineralne (sucha pozostałość 130–2430 mg/dm³), wody słabokwaśne i słabozasadowe. W wyniku drenażu nastąpiła degradacja jakości wód podziemnych, mających aktualnie jakość średnią i czasem złą.

Jakość wód powierzchniowych, płynących w granicach leja depresyjnego, jest najczęściej niższa od jakości wód stwierdzonych w ciekach poza nim, z uwagi na obecność licznych punktów zrzutu, dostarczających setki tysięcy m³ na dobę wód kopalnianych i przemysłowych do cieków powierzchniowych.

Stopień zagrożenia użytkowego poziomu wodonośnego określono jako średni dla jednostek wyznaczonych w karbonie górnym, na obszarze intensywnych odwodnień górniczych, gdzie istnieje izolacja częściowa (czas migracji zanieczyszczeń 25–100 lat). Ostatecznej klasyfikacji dokonano po uwzględnieniu m.in.: typu ośrodka wodonośnego (szczeli-

nowo-porowy), głębokości występowania poziomu użytkowego (na ogół ponad 50 m p.p.t.), pozycji hydrodynamicznej jednostki hydrogeologicznej (zasilanie głównie na drodze infiltracji opadów lub boczne z połączonych hydraulicznie innych wodonośców, drenaż w wyniku odwadniania wyrobisk górniczych).

Klasy modułu zasobów odnawialnych i modułu zasobów dyspozycyjnych, dla jednostek wyznaczonych w poziomie zdegradowanym eksploatacją górnictwem, są jednakowe, z uwagi na potencjalną możliwość wykorzystania całej ilości wód użytkowych ujmowanych na dole w kopalniach i pompowanych wyrobiskami górnictwem z kopalni na powierzchnię w granicach wyznaczonych przez lej depresyjny jednostek karbońskich.

Kryteria wyznaczenia jednostek hydrogeologicznych, jakie zastosowano przy realizacji śląskich arkuszy *Mapy hydrogeologicznej Polski*, w skali 1:50 000, dają spójność grafiki map i treści objaśnień, wymagają jednak komentarza wyjaśnień dla potencjalnego użytkownika.

W dyskusji brali udział: A. Chmura, A. Pacholewski, I. Pluta, L. Razowska-Jaworek, A. Zdanowski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 30 stycznia 2003 r.

Joanna FAJFER, Anita BARSZCZ: **Krajowy Plan Gospodarki Odpadami — sektor gospodarczy**

Odpady powstające w sektorze gospodarczym stanowią największy strumień odpadów wytwarzanych w Polsce. W wyniku działalności gospodarczej, a w szczególności przemysłowej, powstają różnorodne, niekiedy specyficzne rodzaje odpadów. W związku z powyższym analizę stanu aktualnego w zakresie gospodarki odpadami opracowano dla następujących gałęzi przemysłu: wydobywczego, chemicznego, energetycznego, hutniczego, remontowo-budowlanego, rolno-spożywczego oraz drzewnego, celulozowego i papierniczego. Bilans odpadów w poszczególnych sektorach wraz ze strukturą gospodarki przedstawia Tab. 1 oraz Figura 1.

Podczas szczegółowej analizy strumienia odpadów powstających w sektorze gospodarczym (innych niż niebezpieczne) stwierdzono, że ponad 75% ilości wytwarzanych odpadów jest poddawanych procesom odzysku i/lub unieszkodliwiania (z wyjątkiem składowania) i nie stwarzają one obecnie większych problemów (z wyjątkiem odpadów tzw. masowych).

Jednakże problemem wymagającym rozwiązania jest poddanie procesom odzysku/unieszkodliwiania odpadów, które obecnie deponowane są na składowiskach. Dotyczy to odpadów z następujących grup:

- z produkcji, przygotowania, obrotu i stosowania produktów przemysłu chemii nieorganicznej;
- z odlewnictwa żelaza i metali nieżelaznych;
- z procesów termicznych;

Tabela 1

Bilans odpadów i struktura gospodarki odpadami wg branż sektora gospodarczego w Polsce w 2000 r.

Sektor gospodarczy	Ilość wytworzona [Mg]	Odzysk		Unieszkodliwianie				Magazynowanie	
				poza składowaniem		składowanie			
		[Mg]	%	[Mg]	%	[Mg]	%	[Mg]	%
Przemysł wydobywczy	73 568 900,0	60 076 100,0	81,7	—	—	12 634 200,0	17,2	832 300,0	1,
Przemysł chemiczny	3 618 155,15	1 059 265,8	29,2	494 760,4	13,6	2 061 437,8	57	6 251,1	0,
Przemysł energetyczny	19 740 800,0	14 731 000,0	74,6	24 600,0	0,1	4 485 100,0	22,7	500 100,0	2,
Przemysł hutniczy	7 793 540,0	6 528 562,0	83,8	10 798,0	0,1	485 050,0	6,2	768 729,0	9,
Przemysł remontowo-budowlany	2 185 800,0	1 636 100,0	74,8	31 700,0	1,5	283 200,0	12,9	234 800,0	10,
Przemysł rolnospożywczy	10 630 510,5	8 951 996,5	86,2	149 082,6	2,1	405 338,2	4,2	616 808,1	5,
Przemysł drzewny, celulozowy i papierniczy	5 652 600,0	4468000,0	87,0	396 100,0	7,2	165 200,0	8,2	51 400,0	2,
Przemysł skórzany i tekstylny	132 180,0	25 300,0	19,1	92 890,0	70,3	13 600	10,3	5 590,0	4,
Razem	123 322 485,6	97 476 324,2	79,7	1 199 931,0	1,0	20 533 126,0	16,8	3 015 978,2	2,

źródło: dane za 2000 r. wg GUS oraz SIGOP

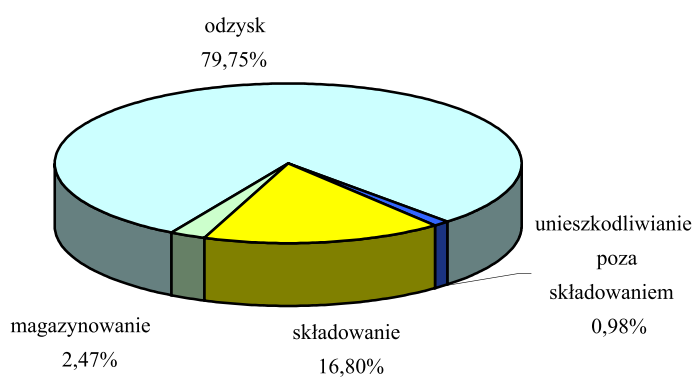


Fig. 1. Struktura gospodarki odpadami w sektorze gospodarczym

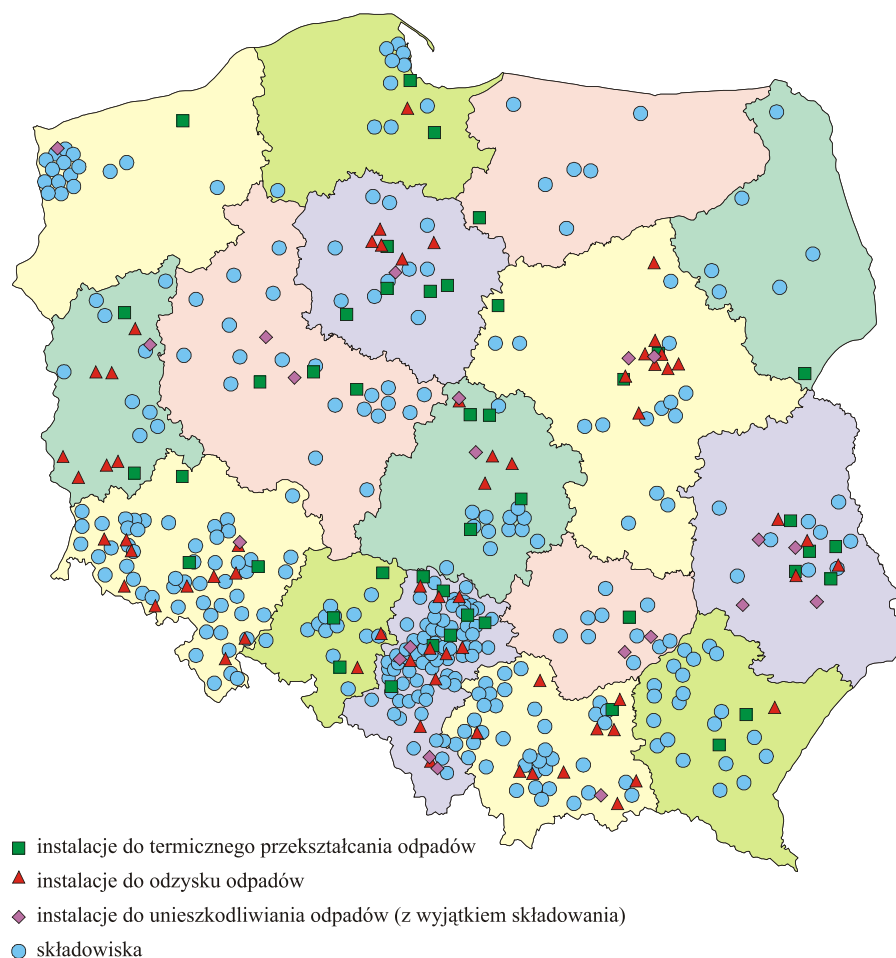


Fig. 2. Instalacje do odzysku lub unieszkodliwiania odpadów z sektora gospodarczego

- z produkcji, przygotowania, obrotu i stosowania powłok ochronnych (farb, lakierów emalii ceramicznych, kitu, klejów, szczeliw i farb drukarskich);
- powstających przy poszukiwaniu, wydobywaniu, fizycznej i chemicznej przeróbce rud oraz innych kopalin;
- z budowy, remontów i demontażu obiektów budowlanych oraz infrastruktury drogowej;
- z przemysłu skórzanego, futrzarskiego i tekstylnego;
- z produkcji, przygotowania, obrotu i stosowania podstawowych produktów przemysłu syntezy organicznej.

Przeprowadzona szczegółowa analiza ilości składowanych odpadów w poszczególnych grupach oraz branżach wykazała, że istnieją rodzaje odpadów, dla których obecnie brak jest dostępnych i ekonomicznie uzasadnionych metod pozwalających na ograniczenie ich skła-

dowania. Są to odpady flotacyjne z przeróbki rud miedzi, rud cynku i ołowiu, fosfogipsy, żużle z drugiego przetopu w hutnictwie cynku oraz żużle z przetopu ołowiu w hutnictwie ołowiu.

W celu rozwiązania powyższych problemów należy prowadzić działania w kierunku opracowywania nowych technologii oraz kontynuacji prac badawczo-rozwojowych nad rozwiązaniami w zakresie minimalizacji powstawania oraz odzysku lub unieszkodliwiania tych rodzajów odpadów. Należy również dostosować prawodawstwo polskie do projektu dyrektywy w sprawie gospodarowania odpadami pochodzącymi z poszukiwania, wydobywania, przeróbki (w tym przeróbki mechanicznej) i składowania minerałów w czasie całego cyklu produkcyjnego kopalni i kamieniołomów po zatwierdzeniu projektu dyrektywy.

W przypadku pozostałych rodzajów odpadów, które są deponowane na składowiskach można stwierdzić, że m.in.: usprawnienie organizacji zbiórki, magazynowania i transportu (w szczególności w sektorze małych i średnich przedsiębiorstw), prowadzenie działań informacyjno-edukacyjnych, kontynuacja prac badawczych w zakresie minimalizacji powstawania odpadów, wdrażanie technologii małodopadowych oraz w niektórych przypadkach modernizacja procesów technologicznych pozwoli na poddanie procesom odzysku/unieszkodliwiania (poza składowaniem) pozostałych ilości wytworzonych odpadów. W kraju istnieją instalacje pozwalające na odzysk lub unieszkodliwienie tych odpadów. Lokalizację instalacji do odzysku lub unieszkodliwiania odpadów (z uwzględnieniem składowania) z sektora gospodarczego przedstawia Figura 2.

W wyniku przeprowadzonej analizy stanu aktualnego oraz potrzeb w zakresie gospodarki odpadami w sektorze gospodarczym zostały określone działania inwestycyjne i pozainwestycyjne. Zadania inwestycyjne obejmują przedsięwzięcia w zakresie budowy niezbędnego potencjału technicznego warunkującego właściwe zagospodarowanie odpadów (budowa obiektów, zakup i instalacja urządzeń). Zadania pozainwestycyjne dotyczą przede wszystkim: opracowania i wdrożenia rozwiązań prawnych i organizacyjnych w zakresie gospodarki odpadami (m.in.: transpozycja norm UE, opracowanie nowych lub uzupełnienie istniejących norm dla stosowania odpadów np. odpadów z odsiarczania spalin, pozwolenia, organizacja systemów zbiórki, transportu i przerobu, ewidencja, rejestracja, monitoring), wdrażania mechanizmów ekonomicznych, które wpłyną na opłacalność stosowania surowców z odzysku, prac badawczych i rozwojowych w zakresie minimalizacji i technologii małodopadowych, edukacji i szkolenia.

W dyskusji brali udział: A. Pacholewski, A. Kotas, J. Kwarciański i prelegentki.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 lutego 2003 r.

Lidia RAZOWSKA-JAWOREK: Fluor w wodach podziemnych trzeciorzędowego piętra wodonośnego w rejonie Nysy

Stężenie fluoru w wodach podziemnych trzeciorzędowego piętra wodonośnego w rejonie Nysy należy do najwyższych w Polsce. W ramach prac uzupełniających dla arkusza Nysa

(904) *Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000* (Razowska-Jaworek, Cudak, 2002) dokonano charakterystyki rozprzestrzenienia strefy wysokich stężeń fluoru w wodach podziemnych piętra trzeciorzędowego w rejonie Nysy w celu określenia stopnia użytkowości tego piętra w tym rejonie.

W wodach tych średnia zawartość fluoru wynosi 2,6 mg/l, przy wartości minimalnej poniżej 0,10 mg/l i maksymalnej 8,56 mg/l. Wartość odchylenia standardowego wynosi 2,754 mg/l. Najwyższe stężenia fluoru występują na terenie miasta Nysa oraz na północny-wschód od miasta. Strefa wysokich stężeń kontynuuje się również na zachodzie, na obszarze arkusza Otmuchów. Wyniki badań potwierdziły zjawisko wzrostu zawartości fluoru wraz z głębokością. Współczynnik korelacji zawartości fluoru z głębokością jest wysoki i wynosi 0,74. W przedziale głębokości od 0–20 m stężenia fluoru są niższe od granicy oznaczalności (0,10 mg/l), i do głębokości 100 m nie przekraczają one wartości dopuszczalnych dla wód pitnych (1,5 mg/l). Jest to związane z dopływem wód infiltracyjnych ubogich w fluor. Najwyższe stężenia występują w wodach na głębokości ponad 100 m. W wyniku analizy wyników oznaczeń fluoru wykonywanych przez laboratorium wodociągów w Nysie i stację SANEPiD można stwierdzić, że stężenia fluoru badane regularnie do 1997 roku, wykazywały dużą stabilność i zgodny rytm wahań.

Do roku 1997 sieć wodociągowa w Nysie była zasilana z dwóch źródeł: ujęcia powierzchniowego na rzece Nysie Kłodzkiej oraz ze studni ujmujących wody piętra trzeciorzędowego. W roku 1997 uruchomiono ujęcie infiltracyjne wód na rzece Białej Głucholskiej i wszystkie studnie ujmujące piętro trzeciorzędowe użytkowane przez wodociągi w Nysie zostały wyłączone z eksploatacji i są obecnie nieczynne. Nadal jednak użytkowane są studnie ujmujące wody tego piętra w niektórych zakładach produkcyjnych na terenie Nysy (m.in. Zakłady: Chio-Chips i Urządzeń Przemysłowych), jak również w ujęciach wiejskich poza miastem.

Opierając się na wynikach powyższych badań, trzeciorzędowe piętro wodonośne w rejonie Nysy zostało uznane przez autorów arkuszy MhP za nieużytkowe. Autorka uznała za konieczność kontynuację badań zanieczyszczenia fluorem wód podziemnych w tym rejonie.

W dyskusji brali udział: M. Guzik, J. Markiewicz, B. Ptak, J. Wagner, M. Zembal i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 marca 2003 r.

Włodzimierz KRIEGER: Odpady z górnictwa i przeróbki kopalin w Krajowym Planie Gospodarki Odpadami

W Oddziale Górnośląskim i Dolnośląskim PIG (Cezary Sroga) podjęto prace nad sporządzeniem Krajowego Planu Gospodarki Odpadami (KPGO) w części dotyczącej odpadów grupy 01, do której należą odpady powstające przy poszukiwaniu, wydobywaniu, fizycznej i chemicznej przeróbce rud oraz innych kopalin. Ze względu na specyfikę tej grupy

odpadów, najistotniejszym elementem podjętych prac było wskazanie źródeł ich wytwarzania, a także ich zbilansowanie w skali całego kraju.

Odpady grupy 01 stanowią pod względem ilościowym bardzo znaczącą grupę spośród wszystkich odpadów gromadzonych w kraju, co wynika przede wszystkim ze specyfiki ich wytwarzania i skali działalności górniczej. Kopaliny bowiem, jako jedyne pierwotne źródło surowców mineralnych, niemal nigdy nie mają w stanie surowym własności umożliwiających ich bezpośrednie wykorzystanie. Pomimo postępującej restrukturyzacji polskiego przemysłu niejako z konieczności utrzymuje się wysoki poziom wydobycia surowców, w szczególności energetycznych. Dla porównania: w 1991 r. wydobyto 380 mln ton kopalin stałych, a w roku 2000 — 384 mln ton. Tak duża skala eksploatacji kopalin, uwzględniając nawet wprowadzanie nowocześniejszych technologii urabiania i przeróbki oraz racjonalne wykorzystanie surowców, musi prowadzić do wytwarzania olbrzymich ilości odpadów. Według danych GUS z końcem roku 2000 na składowiskach zgromadzono niemal 1,5 mld ton odpadów z grupy 01.

ródłem wytwarzania odpadów grupy 01 są przede wszystkim zakłady górnicze (kopalnie), związane technologicznie i organizacyjnie z czynnymi złożami. Nie do pominięcia są jednak zlikwidowane zakłady górnicze, stanowiące do niedawna bardzo istotne źródło wytwarzania odpadów.

Odrębnym zagadnieniem przy bilansowaniu źródeł wytwarzania odpadów jest uwzględnienie odpadów zdeponowanych na starych składowiskach (hałdach kopalnianych, zwałowiskach zewnętrznych i osadnikach) przy nieistniejących już zakładach.

Aktualnie do najważniejszych źródeł wytwarzania odpadów należą kopalnie węgla kamiennego i zakłady górnicze rud metali, prowadzące flotację urobku. Masowym dostawcą odpadów grupy 01 są odkrywkowe kopalnie węgla brunatnego, pomijane często w statystykach państwowych. W czynnych zakładach górnictwa surowców skalnych najczęściej odpadów powstaje w procesie pozyskiwania: kruszyw łamanych drogowych i budowlanych, kruszyw naturalnych, surowców węglanowych dla przemysłu cementowego i wapienniczego, kamiennych elementów dla budownictwa i drogownictwa.

Z ogólnej liczby odpadów przemysłowych nagromadzonych na składowiskach na koniec roku 2000 (wg danych GUS — 2 011 034,5 tys. ton) odpady grupy 01 stanowią 73,1%. Również wobec całkowitej ilości odpadów wytworzonych w 2000 r. (wg danych GUS — 125 484,1 tys. ton) masa odpadów grupy 01 jest znacząca i stanowi 58,6%. Dane GUS odnośnie do całości nagromadzonych odpadów grupy 01 są niedoszacowane o około 73%. Najbardziej zaniżone (aż 15-krotnie) są dane GUS o składowanych odpadach z wydobywania minerałów (0101). Niedoszacowanie w stosunku do odpadów z przeróbki rud metali (0103) wynosi około 30%, a wobec odpadów z przeróbki surowców nie zawierających rud metali (0104) — około 27%.

W roku 2000 według statystyki GUS z ogólnej masy 73 568,9 tys. ton wytworzonych odpadów grupy 01 wykorzystano 60 076,1 tys. ton (81,7%), składowano (unieszkodliwiono) — 12 634,2 tys. ton (17,2%), przejściowo zgromadzono — 832,3 tys. ton (1,1%).

Sytuacja w dziedzinie gospodarowania odpadami z wydobywania i wzbogacania kopalin nie jest zadowalająca. Składają się na to dwie grupy przyczyn: zaniedbania z lat poprzednich (sytuacja zastana) i problemy bieżące. Na aktualny stan rzutuje przede wszystkim sytuacja z lat poprzednich:

— zaniedbania wynikające z wadliwej struktury gospodarki (zbyt wysoki w stosunku do potrzeb poziom wydobycia surowców mineralnych; priorytet wykonania planu wydobycia i przeróbki; rabunkowa gospodarka złożami; dominacja przemysłu paliwowo-energetycznego);

— brak uregulowań prawnych odnośnie wykorzystywania kopalin towarzyszących i surowców odpadowych (m.in. wyłączenie nadkładu w kopalniach węgla brunatnego spodjęcia odpadów);

— nadmierna koncentracja górnictwa na wybranych obszarach i zajmowanie coraz to nowych terenów pod składowiska;

— stosowanie przestarzałych technologii przeróbki kopalin;

— brak mechanizmów ekonomicznych sprzyjających odzyskowi surowców odpadowych;

— zmiany struktury własnościowej w górnictwie.

Dla poprawy efektywności odzysku odpadów mineralnych i lepszego gospodarowania odpadami aktualnie wytwarzanymi niezbędne jest podjęcie następujących działań organizacyjno-prawnych:

— pilne zakończenie ewidencjonowania odpadów nagromadzonych i wytwarzanych;

— inwentaryzacja starych składowisk wraz z określeniem zagrożeń dla środowiska, jakie powodują składowiska najbardziej uciążliwe (w tym: zawierające odpady niebezpieczne);

— wdrożenie jednolitego systemu informacji o odpadach mineralnych (na bazie systemu SIGOM i MIDAS);

— opracowanie planów gospodarki odpadami na szczeblu gminy, powiatu i województwa;

— weryfikacja pozwoleń na wytwarzanie odpadów pod kątem ich nowej klasyfikacji;

— rozpatrzenie celowości dalszego wyłączania nadkładu w górnictwie węgla brunatnego spod uregulowań ustawy o odpadach;

— wprowadzenie preferencji podatkowych dotyczących recyklingu i odzysku odpadów.

Spośród działań technicznych i technologicznych do najpilniejszych należy ograniczenie ilości odpadów. Redukcja odpadów w miejscu ich powstawania (u źródła) związana jest ze zmianą technologii w celu lepszego wykorzystania surowca, uzyskania produktu o wyższej jakości, bądź zastosowania odpadu jako efektywnego substytutu. Zasadę recyklingu, zwiększenie stopnia wykorzystania odpadów, których powstawania na obecnym poziomie techniki i technologii nie da się uniknąć, należy realizować poprzez odzysk składników użytecznych z odpadów lub usuwanie z nich zanieczyszczeń (pozwalające na ich ponowne wykorzystanie), a także poprzez sukcesywne przetwarzanie odpadów nagromadzonych w poprzednich latach. Pozostała część odpadów, których nie sposób wykorzystać z uwagi na ich ilość, brak metod lub opłacalnych technologii odzysku, musi być składowana w sposób selektywny i bezpieczny dla środowiska. Można to uzyskać poprzez lokowanie odpadów w wyrobiskach podziemnych oraz ich wykorzystanie do rekultywacji obszarów pogórnich i powierzchni.

W celu minimalizacji oddziaływania na środowisko wytwarzanych odpadów mineralnych należy podjąć następujące działania:

— weryfikacja lokalizacji dotychczas istniejących składowisk odpadów (zakończenie eksploatacji składowisk zapełnionych, rozbudowa składowisk spełniających wymogi środowiskowe);

- sporządzenie wykazu terenów zdegradowanych, przeznaczonych do rekultywacji;
- wyznaczenie w środowisku geologicznym nowych składowisk odpadów mineralnych, zarówno dla odpadów obojętnych jak i niebezpiecznych;
- prowadzenie geochemicznego monitoringu procesów zachodzących na składowiskach i wokół nich przez powołane w tym celu instytucje i agendy;
- skuteczne egzekwowanie opłat za składowanie odpadów i kar;
- popularyzacja nowoczesnych technologii eksploatacji i przeróbki surowców mineralnych.

W dyskusji brali udział: A. Zdanowski, J. Kwarciński, A. Chmura i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 kwietnia 2003 r.

Katarzyna STRZEMIŃSKA: Ochrona przyrody i krajobrazu w południowej części doliny rzeki Brdy (arkusze Gostycyn i Tuchola MGGP)

Rzeka Brda należy do najpiękniejszych nizinnych rzek w Polsce. Wypływa z Jeziora Smołowego, a wpada do Wisły w Bydgoszczy. Jej całkowita długość wynosi 238 km. Płyńie przeważnie wśród lasów z dala od skupisk ludzkich. Jest podstawowym źródłem zaopatrzenia w wodę mieszkańców Bydgoszczy (ujęcie Czyżkówko). W granicach województwa kujawsko-pomorskiego Brda wykazuje początkowo II klasę czystości wód, a poniżej zbiornika Koronowskiego rzeka prowadzi wody o III klasie czystości. Najbardziej zanieczyszczony jest ujściowy fragment rzeki, do którego odprowadzane są zanieczyszczenia z Bydgoszczy. Są to wody pozaklasowe.

Oprócz dolnego biegu, silnie zanieczyszczonego, rzeka Brda jest główną atrakcją turystyczną regionu przez który płynie i stanowi jeden z piękniejszych w Europie szlaków kajakowych. Od kilkudziesięciu lat organizowane są na niej międzynarodowe, letnie i zimowe, spływy kajakowe. Istniejący na rzece Zbiornik Koronowo stanowi atrakcyjny teren do uprawiania różnych form turystyki i wypoczynku, zwłaszcza turystyki wodnej — kajakowej i żeglarskiej.

W praktyce ochrony przyrody w świecie i w Polsce za szczególnie efektywną uznaje się wielkoobszarową ochronę przyrody. Powstała koncepcja łączenia stosunkowo dobrze zachowanych i bogatych ekosystemów korytarzami ekologicznymi w Ekologiczny System Obszarów Chronionych. Korytarze te służą migracji fauny i flory. Właśnie tego rodzaju, wielkoobszarowymi formami ochrony przyrody objęta jest zdecydowana większość regionu, przez który płynie Brda.

W północnej części omawianego obszaru znajduje się Tucholski Park Krajobrazowy. Chroni on malowniczy i cenny przyrodniczo fragment Borów Tucholskich, porastających równinę sandrową w dorzeczu Brdy i Strążki. Najcenniejszym walorem parku są lasy, stanowiące około 70% jego powierzchni. Dominującym typem siedliskowym jest bór świeży, a głównym gatunkiem w drzewostanie sosna zwyczajna z domieszką brzozy brodawkowatej.

Gdzieniedzie rosną bory bagienne, a na zboczach dolin rzadkie grądy i łągi olszowe. Bardzo bogaty jest również świat zwierząt. Najlicniejszą grupę stanowią ptaki, wśród których najcenniejsze to: bielik, bocian czarny, puchacz, żuraw, derkacz, cyranka i czapla siwa. Mieszka tu również wiele gatunków płazów, gadów i ssaków. Wraz z pozostałymi parkami Borów Tucholskich i obszarami chronionego krajobrazu, Tucholski Park Krajobrazowy tworzy zwarty system ekologiczny, składający się na unikatowy, bardzo cenny obiekt przyrody, pretendujący do statusu rezerwatu biosfery. Tucholski Park Krajobrazowy wchodzi w skład utworzonego w 1995 r. Leśnego Kompleksu Promocyjnego „Bory Tucholskie”. Na omawianym obszarze znajduje się również niewielki fragment utworzonego w 1998 roku Krajeńskiego Parku Krajobrazowego. W jego obrębie znajduje się największe nagromadzenie ozów w Polsce. Roślinność parku jest bardzo zróżnicowana, bogata w gatunki reliktowe, chronione i rzadkie. Zachowały się tu również rzadkie na terenie kraju gatunki płazów, ssaków i ptaków.

W 1991 roku utworzono kilka obszarów chronionego krajobrazu. Pełnią one rolę płatów i korytarzy łączących cenniejsze przyrodniczo obiekty w jeden spójny system ekologiczny. Obszar Chronionego Krajobrazu Dolina Sepolenki ustanowiony został na obszarze malowniczej doliny rzeki. Celem powołania Koronowskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu była ochrona terenów o mało zniekształconym środowisku, zachowujących zdolność równowagi biologicznej. Charakteryzuje się on wybitnymi walorami przyrodniczymi i turystycznymi. Około 70% powierzchni obszaru zajmują jeziora i lasy. Obszar Chronionego Krajobrazu Rynny Jezior Byszewskich zajmuje znakomicie wykształconą i dobrze zachowaną rynną polodowcową z licznymi jeziorami o dobrej jakości wód. Celem powołania Obszaru Chronionego Krajobrazu Dolina Kamionki była ochrona doliny rzeki i otaczających ją łąk, szuwarów, a w części zachodniej terenu także lasów.

Na obszarach o wyjątkowych walorach krajobrazowo-przyrodniczych ustanowione zostały dwa rezerваты krajobrazowe: „Dolina rzeki Brdy” i „ródła rzeki Stążki” oraz rezerwat torfowiskowy „Bagna nad Stążką”. Na rzece Bielska Struga projektuje się utworzenie rezerwatu krajobrazowego „Bielska Struga”, w celu ochrony jej wód przed degradacją i dla zachowania cennych walorów krajobrazowo-przyrodniczych doliny. Planowane jest również powołanie rezerwatu biosfery „Bory Tucholskie”, o powierzchni 5938,15 km².

Na badanym obszarze ochroną pomnikową objęto wiele drzew, głównie sosen zwyczajnych, dębów szypułkowych i lip drobnolistnych. Rosną tu również rzadziej występujące w Polsce drzewa jak: klon, jawor, grab zwyczajny, wierzba biała, cis pospolity i całkiem rzadkie jak: żywotnik olbrzymi, jabłoń dzika, karagana syberyjska, jarzab brekinia. Najciekawsze pomniki przyrody żywej to „Lipy Wyczółkowskiego”, „Dąb cesarski” i „Dąb Sulisławskiego”, uwiecznione na obrazach Leona Wyczółkowskiego, sosny zrosnięte ze sobą „Bliźniaczki” oraz „Dąb Wisielca”. Ustanowiono także kilkanaście pomników przyrody nieożywionej. Są to głazy narzutowe o kilkumetrowych obwodach. Najładniejsza jest, znajdująca się w korycie Brdy, grupa głazów narzutowych o nazwie „Piekiełko”. Znajduje się tu również wiele użytków ekologicznych, zlokalizowanych na gruntach Lasów Państwowych. Ochroną objęto śródleśne bagna, torfowiska i łąki z roślinnością bagienno-łąkową nadleśnictw Różanna, Zamrzenica i Runowo, mające szczególne znaczenie dla zachowania unikatowych typów środowisk.

Na omawianym obszarze znajdują się elementy sieci ekologicznej ECONET Polska. Są to obejmujący rzekę Brdę i Zbiornik Koronowski, korytarz ekologiczny o znaczeniu krajowym Brdy oraz międzynarodowy obszar węzłowy, Bory Tucholskie. Korytarz Brdy jest ważnym

w skali kraju szlakiem wędrówek ptaków. Na mokrych i wilgotnych siedliskach doliny licznie gniazduje ptactwo wodno-błotne, m.in. gatunki zagrożone wyginięciem. Obszary węzłowe charakteryzują się dużą różnorodnością gatunkową, krajobrazową i siedliskową oraz są ważnymi ostojami dla gatunków rodzimych i wędrownych, a zwłaszcza rzadkich i zagrożonych wyginięciem. W systemie CORINE na tym obszarze wyznaczona została ostoja przyrodnicza o znaczeniu europejskim — Bory Tucholskie.

W dyskusji brali udział: J. Wagner, A. Zdanowski, M. Zemba i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 3 kwietnia 2003 r.

Małgorzata TRUSZEL: **Skład chemiczny minerałów typomorficznych z metasomatycznie zmienionych skał z rejonu krakowsko-lublinieckiego**

Zagadnienie składu chemicznego minerałów typomorficznych stanowi ważną część podsumowującego opracowania utworów skarnowych z trzech rejonów: Myszkowa, Koziegłów i Zawiercia.

Badane rejonu zlokalizowane są w bezpośrednim sąsiedztwie strefy tektonicznej Kraków–Lubliniec. Rejon Myszkowa i Zawiercia położony jest po stronie bloku małopolskiego, a rejon Koziegłów po stronie bloku górnośląskiego.

Skarny powstały w procesie metamorfizmu termiczno-metasomatycznego, głównie skał węglanowych (ordowickich i dewońskich), podrzędnie skał ilastych (wendyjskich).

Ilościowy skład chemiczny wybranych minerałów obliczony został na podstawie mikroanalizy rentgenowskiej. Jako minerały wskaźnikowe przebadane zostały: granaty, pirokseny, amfibole, epidoty i chloryty.

Granaty pochodzące ze skarnów z rejonu Myszkowa reprezentują odmiany żelazowe — andradyty oraz granaty manganowo-żelazowe należące do almandynu-spessartynu. W skarnach z rejonu Zawiercia oznaczono andradyt o budowie pasowej o zmiennej zawartości TiO_2 , FeO i CaO . Również granaty odmian żelazistych — andradyty stwierdzone zostały w skarnach pochodzących z rejonu Koziegłów.

Pirokseny są minerałami powszechnie występującymi w badanych skałach. Skład chemiczny piroksenów jest zróżnicowany. Wyniki analiz naniesione na trójkąt klasyfikacyjny wg Morimoto (1988) wskazują, że pirokseny pochodzące z rejonu Myszkowa reprezentują augit i fasanit. Pirokseny z rejonu Zawiercia i Koziegłów należą głównie do członów diopsydu i hedenbergitu.

Epidoty są kolejną grupą analizowanych minerałów. Zbadane w rejonie Myszkowa i Zawiercia epidoty reprezentują odmiany słabo zróżnicowane. Stosunek wskaźnika $\text{FeO}/\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ wynosi w badanych próbkach od 0,2–0,4 i jest charakterystyczny dla epidotu właściwego wg Miyashiro (1972).

Amfibole to następna grupa badanych minerałów skarnowych. Występujące w rejonie Myszkowa amfibole nie wykazują dużej zmienności składu chemicznego. Chemizm minerałów wg klasyfikacji Leake'a (1978) wskazuje na aktynolit.

Chloryty są ostatnią grupą analizowanych minerałów. Chloryty pochodzące ze skarnów z rejonu Zawiercia naniesione na trójkąt klasyfikacyjny wg Hey'a (1954) wskazują na chloryt magnezowy szeregu penin-klinochlor-skeridonit, gdzie punkty projekcyjne mieszczą się w polu peninu, blisko granicy z klinochlorem. Chloryty występujące w skarnach z rejonu Koziegłów reprezentują penin-klinochlor oraz diabantyt. Minerale te powstały prawdopodobnie w wyniku retrogresywnych przeobrażeń minerałów skarnowych w temperaturze poniżej 400°C, pod wpływem hydroterm końcowego stadium procesów mineralizacji.

Na podstawie przeprowadzonych badań można sformułować następujące wnioski:

1. Chemizm minerałów typomorficznych wskazuje, że przeobrażenia metamorfizmu termiczno-metasomatycznego w badanych skałach zachodziły w temperaturze 350–500°C. W niższych temperaturach 350–400°C powstają pirokseny serii diopsyd-hedenbergit oraz amfibole szeregu aktynolitowego 350–370°C (Deer i in., 1962); poniżej temperatury 400°C powstają chloryty.

2. Przeobrażenia metamorfizmu termiczno-metasomatycznego mają związek z waryscyjską intruzją skał magmowych. Są to zmiany egzokontaktowe, a skarny mają charakter infiltracyjny.

W dyskusji brali udział: A. Jurczak-Drabek, R. Habryn, Z. Buła, A. Chmura, K. Lasoń i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 22 maja 2003 r.

Bogumił GAJOWIEC, Andrzej WIJURA, Sławomir WILK: Stan rozpoznania warunków hydrogeologicznych w zlewni środkowej Warty

Rejon prezentowanych badań zawiera się w obszarze dorzecza Warty, od Liswarty po Śrem wraz ze zlewnią Widawki. Prace wykonane w powyższym rejonie przeprowadzono w celu zaprojektowania prac geologicznych dla udokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Przedmiotowy obszar obejmuje obszar zlewni środkowej Warty od ujścia Liswarty w rejonie miejscowości Kule — województwo śląskie, po wodowskaz Śrem, w miejscowości o tej samej nazwie — województwo wielkopolskie. Do rozważań merytorycznych włączono również obszary zlewni lewostronnych dopływów Warty (m.in. Prosnę i Lutynę — województwa: opolskie i wielkopolskie) oraz prawostronnych (z największymi ciekami w postaci: Widawki, Neru i Kanału Ślesińskiego — województwa: łódzkie, wielkopolskie i kujawsko-pomorskie). Omawiany obszar administrowany jest w 36 powiatach i 188 gminach.

Powierzchnie zamknięte w granicach obszaru projektowanych badań wynoszą $A_p = 18\,437,8 \text{ km}^2$. Na potrzeby badań hydrogeologicznych z zastosowaniem modeli numerycznych autorzy projektu założyli wykorzystanie informacji z zewnętrznego, okalającego badany obszar, pasa terenu o szerokości około 3–6 km. Daje to łączną powierzchnię rejonu projektowanych badań $A_T = 21\,623,6 \text{ km}^2$. W granicach obszaru projektowanych badań wydzielono 4 obszary bilansowe (OB) ze wstępnymi zasięgami rejonów badań modelowych (RM). Powierzchnie zachodzących na siebie obszarów RM, w brzeżnych i okalających graniczne obszary zlewni środkowej Warty rejonach, dają sumaryczną powierzchnię około $A = 25\,390 \text{ km}^2$.

Populacja punktów hydrogeologicznych w granicach przedmiotowej zlewni osiągnęła liczbę 8 328 natomiast wraz z pasem okalającym zlewnię wyniosła 10 005 punktów.

Obszar badań rozciąga się na terenie 82 arkuszy mapy w skali 1:50 000, w Państwowym Układzie Współrzędnych „1942”, stanowiącym podkład topograficzny dla częściowo wykorzystanej w opracowaniu, *Mapy hydrogeologicznej Polski* w skali 1:50 000.

Obszar badań geologicznych był przedmiotem kilku etapów prac systematyzujących podział na regionalne jednostki hydrogeologiczne. Najistotniejsze, jako wynik rozpoznania badanego obszaru, są dwie syntezy hydrogeologiczne prac wykonanych pod kierunkiem: C. Kolago i B. Paczyńskiego. W omawianym obszarze w latach 1983–1985 przeprowadzono kartowanie hydrogeologiczne w postaci *Map hydrogeologicznych Polski* 1:200 000 pod redakcją C. Kolago.

W wyniku przeprowadzonych prac dokonano podziału obszaru na następujące jednostki hydrogeologiczne:

- III. Region pomorsko-kujawski
 - III.3 Podregion kujawski
- X. Region kutnowsko-tomaszowski
 - X.C. Rejon Kutna–Łęczycy
- XI. Region łódzki
 - XI.A. Rejon doliny konińskiego-kolskiej
 - XI.B. Rejon Łodzi–Zgierza
 - XI.C. Rejon Ozorkowa
 - XI.2. Podregion piotrkowski
 - XI.2A. Rejon Piotrkowa Trybunalskiego
 - XI.2B. Rejon Ruszczyna (rów Bełchatowa)
- XII. Region mogileński
 - XII.D. Rejon wielkopolskiej doliny kopalnej
 - XII.E. Rejon Pradoliny Warciańsko-Obrzańskiej (Warszawsko-Berlińskiej)
- XIII. Region wielkopolski
 - XIII.A. Rejon wielkopolskiej doliny kopalnej
 - XIII.B. Rejon Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej (Warszawsko-Berlińskiej)
 - XIII.C. Rejon Środy Wielkopolskiej
 - XIII.D. Rejon Kościana–Chwałkowa Kościelnego
 - XIII.1. Podregion poznański
 - XIII.1A. Rejon pradoliny Żerkowsko-Rydzyskiej

- XIII.1B. Rejon Jarocina–Dobrzycy
- XIII.1C. Rejon Ostrowa Wielkopolskiego–Gorzyc Wielkich
- XIII.2. Podregion kaliski
 - XIII.2A. Rejon Złoczewa–Osjakowa
 - XIII.2B. Rejon doliny Prosn
- XIII.3. Podregion wielkopolsko-śląski
 - XIII.3A. Rejon Ostrowa Wielkopolskiego–Gorzyc Wielkich
 - XIII.3B. Rejon Obornik Śląskich–Trzebnicy–Ostrzeszowa
- XIV. Region kluczborsko-lubliniecki
- XVII. Region wieluńsko-krakowski
 - XVII.1. Podregion wieluński
 - XVII.2. Podregion krakowsko-częstochowski
- XVIII. Region nidziański.

Innego podziału regionalnego omawianego obszaru na jednostki hydrogeologiczne dokonał Paczyński (1995). Wydzielono w wyniku powyższych prac następujące jednostki hydrogeologiczne:

- VI — region wielkopolski
 - VI₂ — subregion lubusko-poznański
 - VI₃ — subregion gnieźnieńsko-kujawski (mogileński)
 - VI_{3A} — rejon gnieźnieńsko-kujawska część wielkopolskiej doliny kopalnej
 - VI₄ — subregion pradoliny warszawsko-berlińskiej
 - VI₅ — subregion zielonogórsko-leszczyński
 - VI_{5A} — rejon jarocińsko-pleszewski
 - VI₆ — subregion pradoliny barycko-głogowskiej
 - VI₇ — subregion trzebnicki
- VII — region łódzki
 - VII₁ — subregion łódzko-piotrkowski
 - VII₂ — subregion bełchatowski
- VIII — region kutnowski
- XI — region nidziański
- XII — region śląsko-krakowski
 - XII₃ — subregion jurajski.

Warunki hydrogeologiczne badanego obszaru kształtowane są w znacznym stopniu w wyniku silnych zmian antropogenicznych przejawiających się w postaci oddziaływań górnictwa węgla brunatnego i w mniejszym stopniu soli kamienej, rozległych obszarów poddanych melioracji rolniczej oraz przekształceniom hydrotechnicznym sieci cieków powierzchniowych. Na ww uwarunkowania, w okresie lat 90-tych XX w., nakładały się zmiany w technice i ekonomii gospodarowania wodami, spowodowane zmianami gospodarczo-ustrojowymi Polski oraz przewaga lat mokrych.

Jakość wód podziemnych obszaru projektowanych badań oceniono na podstawie kryteriów stosowanych przy opracowywaniu arkuszy *Mapy hydrogeologicznej Polski*, 1:50 000.

Przy zestawianiu mapy zagrożeń oraz jakości wód podziemnych w skali 1:200 000 wyróżniono cztery klasy jakości wód według następujących kryteriów:

I — jakość bardzo dobra, wody podziemne, które bez uzdatniania spełniają warunki stawiane wodzie do picia zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 19 listopada 2002 r. (Dz. U. nr 203., poz.1718)

IIa — jakość średnia, wody podziemne wymagające prostego uzdatniania ze względu na nieznaczne przekroczenie dopuszczalnej w Rozporządzeniu MZ wartości, nie więcej niż dwu z następujących wskaźników jakości:

$\text{Fe} \leq 2,0 \text{ mg/dm}^3$, $\text{Mn} \leq 0,1 \text{ mg/dm}^3$,

mętność $\leq 5 \text{ mg SiO}_2/\text{dm}^3$; barwa $\leq 20 \text{ mg Pt/dm}^3$

IIb — jakość średnia, wody podziemne wymagające odżelaziania i/lub odmanganiania ze względu na wyraźnie podwyższoną wartość tych wskaźników jakości:

$2,0 \text{ mg/dm}^3 < \text{Fe} \leq 5,0 \text{ mg/dm}^3$; $0,1 \text{ mg/dm}^3 < \text{Mn} \leq 0,5 \text{ mg/dm}^3$ dopuszcza się również podwyższoną mętność $> 5 \text{ mg SiO}_2/\text{dm}^3$; barwę 20 mg Pt/dm^3) pod warunkiem wartości wskaźników: $\text{NH}_4 \leq 1,5 \text{ mg/dm}^3$, $\text{H}_2\text{S} \leq 0,2 \text{ mg/dm}^3$, utlenialność $\leq 4 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$, zasadowości $> 4,5 \text{ mval/dm}^3$, $\text{pH} > 7$ (przy spełnieniu wymagań jakościowych wobec pozostałych wskaźników)

III — jakość niska — woda wymaga skomplikowanego uzdatniania.

Jak można zauważyć zdecydowanie dominuje powierzchnia wód klasy IIb niemal dwukrotnie większa od obszaru występowania wód klasy IIa. Wody o skrajnych klasach jakości I i III występują na relatywnie niewielkich obszarach.

Z analizy częstotliwości występowania parametrów fizykochemicznych wód podziemnych badanego obszaru wynika, że o klasie jakości wód najczęściej decydowały nietoksyczne składniki chemiczne w postaci: jonów Fe oraz Mn.

Zagrożenie wód podziemnych również oceniono na podstawie kryteriów stosowanych przy opracowaniu MhP w skali 1:50 000.

Wyróżniono 5 stopni zagrożenia wód podziemnych:

— bardzo wysoki — obecność licznych ognisk zanieczyszczeń na terenach o niskiej odporności (a, ab) głównego poziomu wodonośnego, niektóre ogniska zanieczyszczeń już spowodowały kontaminację wód podziemnych. Odporność głównego poziomu wodonośnego, zdefiniowana w tekście niniejszego projektu wyraża się stopniem izolacji: a — brak izolacji, b — izolacja słaba, c — izolacja dobra;

— wysoki — obecność licznych ognisk zanieczyszczeń na terenach o niskiej odporności (a, ab) głównego poziomu wodonośnego;

— średni — obszar o niskiej odporności (a, ab) ale ograniczonej dostępności (parki narodowe, rezerваты, masywy leśne) głównego poziomu wodonośnego, bez ognisk zanieczyszczeń lub obszar o średniej odporności poziomu głównego (b) z ogniskami zanieczyszczeń;

— niski — obszar o średniej odporności (b) głównego poziomu wodonośnego, bez ognisk zanieczyszczeń;

— bardzo niski — obszar o wysokiej odporności (c) głównego poziomu wodonośnego lub obszar o średniej odporności poziomu głównego i ograniczonej dostępności.

Obliczone powierzchnie dla poszczególnych stopni zagrożenia wód podziemnych przyjmują następujące wartości:

— bardzo wysoki stopień zagrożenia wód podziemnych: $885,9 \text{ km}^2$ (4,80% powierzchni obszaru badań);

- wysoki stopień zagrożenia wód podziemnych: 3 416,6 km² (18,53% powierzchni obszaru badań);
- średni stopień zagrożenia wód podziemnych: 5 246,6 km² (28,46% powierzchni obszaru badań);
- niski stopień zagrożenia wód podziemnych: 3 879,3 km² (21,04% powierzchni obszaru badań);
- bardzo niski stopień zagrożenia wód podziemnych: 5 009,3 km² (27,17% powierzchni obszaru badań).

Jak można zauważyć wody podziemne omawianego rejonu występują głównie w obszarach o średnim stopniu zagrożenia. Kolejne obszary zagrożenia wód podziemnych oceniane są w stopniach: bardzo niskim, wysokim i marginalnie bardzo wysokim. Tak mały stopień zagrożenia wód podziemnych należy wiązać z postępującą poprawą stanu środowiska naturalnego w poszczególnych gminach.

Zasoby wód podziemnych obszaru projektowanych badań geologicznych były przedmiotem wielokrotnych badań regionalnych i szczegółowych nieregionalnych.

W wyniku prac geologicznych dokumentujących zasoby eksploatacyjne poszczególnych ujęć wód podziemnych autorzy rozpoznali strukturę sumarycznych zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych w ujęciu stratygraficznym (Tabela 1).

Największym użytkownikiem wód podziemnych tego obszaru jest zespół odkrywkowych kopalni węgla brunatnego w rejonie Bełchatowa, gdzie wskutek odwodnienia pobiera się

T a b e l a 1

Struktura sumarycznych zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych w ujęciu stratygraficznym, obliczona dla obszaru projektowanych badań (na podstawie CBDH „HYDRO” wg stanu na grudzień 2002 r.)

Lp.	Stratygrafia ujętego poziomu wodonośnego	Sumaryczne zasoby eksploatacyjne [m ³ /h]
1	czwartorzęd	68 368,075
2	czwartorzęd–trzeciorzęd	1 277,200
3	czwartorzęd–kreda	2 308,700
4	czwartorzęd–jura	361,480
5	trzeciorzęd	19 848,440
6	trzeciorzęd–kreda	956,000
7	trzeciorzęd–jura	138,560
8	kreda	82 734,400
9	kreda–jura	67,800
10	jura	17 991,310
11	jura–trias	45,000
12	trias	61,000
13	mezozoik	180,000
14	brak stratygrafii	404,400
Sumaryczna wielkość zasobów eksploatacyjnych		194 473,365

około 6 m³/s wód podziemnych. Lokalnie obniżenie pierwotnego zwierciadła przekracza 200 m. Zasięg oddziaływania tego odwodnienia obejmuje zlewnie górnej Widadki, prawobrzeżną część południowego dorzecza Warty i wykacza na wschód poza rejon dorzecza Warty. Wpływ tych działań spowodował całkowitą zmianę systemu hydrodynamicznego wód podziemnych tego rejonu i spowodował konieczność zmian hydrotechnicznych w przebiegu sieci rzecznej. Według stanu na lata 1990–95, łączna po-

wierzchnia bezpośredniego i pośredniego wpływu górnictwa odkrywkowego KWB „Bełchatów” na piętra wodonośne w utworach czwartorzędowych i jurajskich wynosi 480 km², a zasięg drenującego wpływu eksploatacji górniczej — 1600 km². Drenaż kopalniany wywołuje tutaj bardzo duży wpływ na system wodonośny znacznej części zlewni bilansowej i terenów przyległych.

W dyskusji brali udział: L. Jaworek, B. Ptak, S. Wilanowski i prelegent (B. Gajowiec).

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 listopada 2003 r.

Jolanta MARKIEWICZ: Charakterystyka petrograficzno-geochemiczna granitoidów strefy Kraków–Lubliniec

Jedną z najważniejszych struktur tektonicznych w południowej Polsce jest strefa Kraków–Lubliniec, oddzielająca blok górnośląski od bloku małopolskiego. Wzdłuż linii tego uskoku, w krawędziowej części bloku małopolskiego lokalizują się wszystkie znane rejon intensywnego magmatyzmu granitoidowego: Myszkowa–Mrzygłodu, Zawiercia, Pilicy i Doliny Będkowskiej.

Z przeprowadzonych badań oraz przeglądu materiałów archiwalnych wynika, że granitoidy koncentrują się wyłącznie w krawędziowej części bloku małopolskiego w rejonach: Myszkowa–Mrzygłodu, Pilicy, Zawiercia i Doliny Będkowskiej, wykazują wiele wspólnych cech tworząc ciała intruzywne, stosunkowo niewielkich rozmiarów, zastygłe w warunkach hipabisalnych. Z uwagi na towarzyszącą im mineralizację Cu-Mo należą one do najlepiej rozpoznanych skał w regionie krakowsko-częstochowskim.

Charakterystyka petrograficzna. Megaskopowo skały granitoidowe wykazują wyraźne zróżnicowanie zabarwienia i struktury. Zróżnicowanie to związane jest z wpływem procesów autometasomatycznych i hydrotermalnych oraz z warunkami panującymi podczas krystalizacji. Granitoidy stosunkowo nieznacznie przeobrażone mają barwy jasnoszare lub szaro-różowe. Wraz z nasileniem przeobrażeń hydrotermalnych i metasomatycznych zmieniają się one na różowe, czerwono-różowe, żółto-zielone, brunatne. Struktura jest zwykle średnioziarnista, porfirowa z makroskopowo widocznymi fenokryształami skalenia, kwarcu i biotytu. Najgrubiej ziarniste są granitoidy z Doliny Będkowskiej, drobniejsze z Pilicy, a najdrobniejsze z rejonu Myszkowa–Mrzygłodu i Zawiercia.

Pod mikroskopem granitoidy wykazują struktury hipautomorfowozziarnistą, porfirowatą lub porfirową, w których obok fenokryształów stwierdzono niewielkie ilości drobnoziarnistego, mikrogranitoidowego tła skalnego. Przeważającymi składnikami granitoidów są plagioklasy, podrzędnymi kwarc, skałen potasowy, biotyt, niekiedy amfibol. Akcesorycznie występuje cyrkon, apatyt, tytanit, monacyt. W składzie mineralnym badanych skał zróżnicowanie dotyczy udziału homblendy. Jest on wyraźnie wyższy w granodiorytach z Doliny Będkowskiej, a niższy (akcesoryczny) w rejonach Myszkowa–Mrzygłodu i Pilicy. W granitoidach z Zawiercia nie stwierdzono tego minerału w ogóle, być może z powodu bardzo silnych prze-

obrażeń tych skał. Ilościowy skład mineralny granitoidów ze wszystkich badanych rejonów, mimo pewnej zmienności, odpowiada zwykle granodiorytom. Tylko lokalnie, w strefach objętych metasomatozą alkaliczną, mają one charakter właściwy dla granitów.

Skład chemiczny. Zasadniczo nie ujawniają się różnice pomiędzy chemizmem granodiorytów z różnych rejonów. Jeżeli są, dotyczą one poszczególnych próbek, w obrębie badanych skał i wynikają zapewne z intensywności przeobrażeń (autometasomatycznych i po-magmowych), którym uległy wszystkie badane granitoidy.

Zbadane skały odznaczają się wysoką, typową dla granodiorytów zawartością krzemionki $\text{SiO}_2 = 65,06\text{--}71,39\%$ wag. oraz glinki $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,18\text{--}17,95\%$ wag. Zawartość alkaliów jest zmienna w zakresie $2,94\text{--}4,85\%$ wag. dla Na_2O i w zakresie $3,29\text{--}5,26\%$ wag. dla K_2O . Zawartości CaO wahają się od $1,12\text{--}2,75\%$ wag. W stosunku do przeciętnego składu, omawiane granodioryty odznaczają się wyraźną przewagą K_2O nad Na_2O .

Wszystkie zbadane granodioryty wykazują zbliżoną zawartość większości pierwiastków śladowych. Nieco większe zróżnicowanie dotyczy udziałów Ba, Sr i Rb, przy czym koncentracje baru i strontu na ogół przekraczają ich średnie zawartości w granodiorytach, a rubidu są obniżone w stosunku do przeciętnych zawartości Rb w granodiorytach. Ogólnie niskie są również zawartości pierwiastków niekompatybilnych, takich jak: Zr, Hf, Nb, Y i Ta. Wymienione pierwiastki na ogół nie wykazują wyraźnej korelacji z krzemionką.

Zbadane skały cechuje niezbyt wysoka zawartość pierwiastków ziem rzadkich ($\Sigma\text{REE} = \text{ok. } 70\text{--}163 \text{ ppm}$). Wszystkie próbki wykazują zbliżony rozkład pierwiastków ziem rzadkich. REE są wyraźnie wzbogacone w LREE w stosunku do HREE. Występuje niewielka ujemna anomalia Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,52\text{--}0,84$).

Pochodzenie magmy. Pod względem charakteru aluminowego zbadane granitoidy należą głównie do peraluminowych i mogłyby należeć do typu S granitów wyróżnionych przez White'a i Chappell'a (1974). Tego typu granitoidy powstają wskutek anateksis skał osadowych głównie podczas kolizji kontynentalnych.

Na anatektyczną genezę badanych skał może wskazywać brak autolitów, przy licznie i powszechnie występujących enklawach skał otaczających. Powyższy pogląd potwierdzają wysokie, typowe dla górnej skorupy kontynentalnej wartości Th/Nb oraz Zr/Hf.

Pozycja geotektoniczna. Próba określenia środowiska tektonicznego granitoidów na podstawie diagramów opartych na rozdziale pierwiastków śladowych (Pearce i in., 1984) wykazała charakterystyki zbliżone do granitoidów kolizyjnych (synkolizyjnych) i łuków wulkanicznych (VAG + Syn-COLG) oraz VAG i częściowo granitów wewnątrzpłytowych (WPG). Chociaż za pomocą wymienionych diagramów nie można ściśle określić środowiska geotektonicznego, to jednak podobnie zgrupowane punkty projekcyjne uważane są za charakterystyczne dla granitów kolizyjnych (Pearce i in., 1984).

Projekcja analizowanych granitoidów na diagramie podziału skał według reżimu tektonicznego (Batchelor, Bowden, 1985) zajęła właściwe dla skał pochodzenia skorupowego położenie w polu anatektycznych magm synkolizyjnych.

W dyskusji brali udział: Z. Buła, R. Habryn, A. Jurczak-Drabek, B. Ptak, J. Wagner, A. Zdanowski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 18 grudnia 2003 r.

ODDZIAŁ KARPACKI

Józef CHOWANIEC: Wodonośność utworów fliszu podhalańskiego w świetle wyników badań wodochłonności

Utwory fliszu podhalańskiego, wieku eocen górny–oligocen, stanowią serię zalegającą powyżej eocenu numulitowego. Maksymalną ich miąższość — 2996 m, stwierdzono w otworze Chochółów PIG 1 zlokalizowanym w zachodniej części niecki podhalańskiej. Profil utworów fliszowych obejmuje warstwy: szaflarskie, zakopiańskie, chochołowskie oraz najmłodsze — ostryskie.

We fliszowym poziomie wodonośnym przepływ wód odbywa się głównie systemem połączonych szczelin. W latach sześćdziesiątych XX wieku, na Podhalu, w rejonie Kojsówki, Szaflar i Jurgowa, wykonano wiercenia, które pozwoliły określić przepuszczalność pewnych odcinków profili na podstawie badań wodochłonności. Wartość wodochłonności jednostkowej (w) równa $0,01 \text{ dm}^3/\text{min}/\text{m}/0,01 \text{ MPa}$ przyjmowana jest jako granica szczelności górotworu.

W Kojsówce, w pobliżu Witowa, wykonano między innymi 18 wierceń o głębokości 40–75 m, w których przeprowadzono badania wodochłonności. Podłoże zbudowane jest tutaj ze średnio- i gruboławicowych piaskowców z wkładkami łupków ilasto-marglistych, należących do warstw chochołowskich dolnych i górnych. W rejonie tym nie stwierdzono większych dyslokacji, jednakże skały były silnie spękane, szczególnie na lewym zboczu. Z rezultatów uzyskanych podczas badań wodochłonności wynika, że nie w każdym otworze na lewym zboczu udało się osiągnąć strefę szczelną, a na prawym zboczu oraz w dnie doliny strefę tę osiągnięto dopiero na głębokości 70–75 m. Dane te wskazują na istnienie znacznej miąższości strefy skał wodochłonnych, zwłaszcza w dnie doliny, co świadczy o dość głębokim zasięgu infiltracji.

Analizie statystycznej poddano wyniki pomiarów wodochłonności w 18 otworach wykonanych w warstwach chochołowskich w rejonie Kojsówki. W sumie dysponowano zbiorem liczącym 293 dane. Zmiany wodochłonności z głębokością aproksymowano funkcją logarytmiczną oraz wielomianami stopnia $n = 1-3$. Dla funkcji logarytmicznej uzyskano krzywą z maksimum na powierzchni (1,674) i minimum poniżej 100 m. Zależność liniową przedstawia prosta przecinająca oś rzędnych na głębokości 81 m, natomiast wielomian

T a b e l a 1

Średnie wartości współczynnika filtracji obliczone na podstawie badań wodochłonności

Głębokość [m]	Współczynnik filtracji [m/s]
0–20	$1,88 \times 10^{-5}$
20–60	$6,08 \times 10^{-6}$
60–100	$1,74 \times 10^{-6}$

stopnia trzeciego posiada minimum na głębokości 73 m. Przeprowadzona analiza wykazała, że najbardziej przepuszczalna jest strefa do głębokości 20 m, w której wodochłonność jednostkowa wynosi powyżej $0,5 \text{ dm}^3/\text{min}/\text{m}/0,01\text{MPa}$. Dobrze przepuszczalna jest również strefa na głębokości 20–60 m, gdzie wodochłonność maleje od 0,5 do $0,2 \text{ dm}^3/\text{min}/\text{m}/0,01\text{MPa}$. Strefę trzecią można wydzielić na głębokości 60–100 m.

Występowanie tych stref można scharakteryzować wartościami współczynników filtracji obliczonymi na podstawie badań wodochłonności (Tabela 1).

W rejonie Szaflar i Jurgowa stwierdzono zdecydowanie niższe wartości wodochłonności i mniejszą miąższość strefy przepuszczalnej. Związane jest to z łupkowym wykształceniem warstw szaflarskich i warstw z Brzegów (Tabela 2).

T a b e l a 2

Miąższość strefy przepuszczalnej w utworach fliszu podhalańskiego na podstawie badań wodochłonności

Miejscowość	Badane warstwy	Miąższość strefy przepuszczalnej [m]	Średni wsp. filtracji k [m/s]	Ilość otworów
Kojsówka	chochołowskie	80–100	$5,71 \times 10^{-6}$	18
Szaflary	szaflarskie	nieprzepuszcz. (przy ciś. 0,2 MPa)	$6,21 \times 10^{-8}$	1
		30 (przy 0,5 MPa)	$3,19 \times 10^{-6}$	–
Jurgów	chochołowskie górne (z Brzegów)	15 (przy 0,2 MPa)	$2,43 \times 10^{-6}$	1
		20 (przy 0,5 MPa)	$2,43 \times 10^{-6}$	–

W wyniku przeprowadzonej analizy stwierdzono, że dla przepływu wód w skałach fliszu podhalańskiego znaczenie ma spękana i przepuszczalna strefa o miąższości maksymalnej dochodzącej do 80–100 m w piaskowcowych warstwach chochołowskich i zaledwie do 20–30 m w łupkowych warstwach szaflarskich i chochołowskich górnych (z Brzegów). Jak z powyższego wynika, miąższość tej strefy nie jest jednorodna i zależy przede wszystkim od wykształcenia litologicznego utworów fliszowych oraz położenia morfologicznego.

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, J. Skulich, K. Żytko i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 6 czerwca 2002 r.

Józef CHOWANIEC, Krzysztof WITEK: *Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 obszaru Karpat (podsumowanie)*

W 2002 roku zakończono realizację arkuszy *Mapy hydrogeologicznej Polski* w skali 1:50 000 z obszaru Karpat. W sumie wykonano 80 arkuszy, z których 60 usytuowanych jest na obszarze Karpat. Na 20 arkuszach oprócz regionu karpackiego znajduje się południowy skrawek zapadliska przedkarpackiego. Arkusze opracowane zostały w następujących instytucjach: Państwowy Instytut Geologiczny Oddział Karpacki (51), Przedsiębiorstwo Geologiczne S.A. w Krakowie (17), Krakowskie Przedsiębiorstwo Geologiczne „PROGEO” (10), Uniwersytet Warszawski (2). Najwięcej arkuszy wykonano w PIG OK — 51, z których 15 zlokalizowanych jest na granicy regionów hydrogeologicznych: Karpat i zapadliska przedkarpackiego.

Całkowita powierzchnia wykonanych przez pracowników Oddziału Karpackiego PIG arkuszy wynosi 16 250 km². Wydzielono na nich użytkowe poziomy wodonośne o całkowitej powierzchni 8446 km², co stanowi 52% obszaru opracowanych arkuszy. Największą powierzchnię zajmują: trzeciorzędowy — fliszowy (3512 km²) i czwartorzędowy poziom wodonośny (3051 km²). W sumie obejmują one ok. 40% ogólnej powierzchni wydzielonych użytkowych poziomów wodonośnych. Poziomy te rozpoznane zostały 3626 otworami hydrogeologicznymi, z czego poziom czwartorzędowy rozpoznany został w 2517 (69,5%), a trzeciorzędowy (fliszowy) w 856 (23,5%) odwiertach.

Dla rozpoznania warunków hydrogeologicznych wykorzystano również informacje pochodzące z 573 studni kopanych i 883 źródeł. Pobrano 726 próbek wody do analiz fizykochemicznych, które zostały wykonane w Centralnym Laboratorium Chemicznym PIG w Warszawie. Oprócz tych rezultatów, do interpretacji wykorzystano także wyniki analiz fizykochemicznych pochodzących z 44 punktów krajowej sieci stacjonarnych obserwacji hydrogeologicznych (SOH), 48 punktów krajowej sieci monitoringu jakości zwykłych wód podziemnych oraz setek analiz archiwalnych.

Obszar Karpat charakteryzuje się znacznymi różnicami pod względem wydzielonych powierzchni użytkowych poziomów wodonośnych (upw) na poszczególnych arkuszach MhP. Arkuszem z najmniejszą powierzchnią upw w stosunku do całkowitej powierzchni arkusza jest Krzywca, na którym poziom te zajmują zaledwie 37 km², co stanowi jedynie 11,5% powierzchni arkusza. Na arkuszu Lesko sytuacja przedstawia się o wiele korzystniej, ponieważ użytkowe poziomy wodonośne zajmują 224,5 km², co stanowi 67% powierzchni arkusza.

Podobnie przedstawia się problem rozpoznania poziomów wodonośnych na poszczególnych arkuszach. Na arkuszu Nowy Sącz zarejestrowano 179 otworów hydrogeologicznych, podczas gdy na arkuszu Dźwiniacz Górny (arkusz niepełny) nie został zarejestrowany żaden odwiert ujmujący wody podziemne.

Na obszarze Karpat, czwartorzędowy poziom reprezentowany jest głównie przez twory akumulacji rzecznej, rzadziej wodnolodowcowe (Kotlina Orawsko-Nowotarska). Z poziomu czwartorzędowego, z pojedynczego otworu, uzyskuje się najczęściej wydajność w granicach 5–10 m³/h, chociaż zdarzają się miejsca, gdzie można eksploatować ponad 50 m³/h wody. Współczynniki filtracji osiągają wartości od $n \times 10^{-3}$ do $n \times 10^{-5}$, średnio $n \times 10^{-4}$ do m/s. Wody poziomu czwartorzędowego posiadają mineralizację zwykle od 300 do 500 mg/dm³ i są na ogół typu wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego, często z dużą zawartością jo-

nów siarczanowych. Jakość wody jest dobra i średnia (IIa, IIb) a najczęściej występują ponadnormatywne zawartości jonów żelaza, manganu i związków azotu.

Poziom fliszowy związany ze strefą spękań utworów piaskowcowo-lupkowych sięgającą do ok. 80–100 m p.p.t. charakteryzuje się zdecydowanie niższymi wydajnościami, niż opisany powyżej poziom czwartorzędowy. Najczęściej mieszczą się one w granicach 2–5 m³/h z pojedynczego ujęcia, sporadycznie osiągając wartości rzędu kilkunastu m³/h. Współczynnik filtracji waha się w granicach od $n \times 10^{-6}$ do $n \times 10^{-8}$ m/s. Wody poziomu fliszowego charakteryzują się zbliżonymi do poziomu czwartorzędowego własnościami fizykochemicznymi. Na uwagę zasługuje wyższa jakość wód poziomu fliszowego — z występującymi w przewodzie wodami bardzo dobrej i dobrej jakości (I, IIa).

W dyskusji brali udział: L. Jankowski, W. Ryłko, R. Patorski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 listopada 2002 r.

Piotr NESCIERUK, Andrzej SZYDŁO: **Pozycja warstw istebniańskich w Beskidzie Morawsko-Śląskim**

Badania mikropaleontologiczne oparto na zespołach otwornicowych pochodzących z wytypowanych profili warstw istebniańskich: Mała Tresna, Oczków i Kamesznica. Na bazie oznaczonych otwornic scharakteryzowano granicę litofacjalną pomiędzy dolnymi i górnymi warstwami istebniańskimi oraz wyznaczono przebieg granicy wiekowej kreda-paleocen w badanych osadach jednostki śląskiej.

Próbki pobrane w Małej Tresnej i Kamesznicy ze stropu dolnych warstw istebniańskich (seria piaskowcowo-zlepieńcowa) zawierały zespoły otwornicowe złożone wyłącznie z otwornic aglutynujących. Najczęściej spotykano wśród nich liczne okazy kilku gatunków: *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), *Rz. epigona* (Rzehak) i *Hormosina gigantea* Geroch. Wprawdzie wyznaczone asocjacje nie zawierały późnokredowych otwornic wapiennych (*Globotruncana*, *Praeglobotruncana*, *Globigerinella*, *Rugoglobigerina*, *Pseudotextularia*, *Bolivina*) to jednak obejmowały wymienione już formy krzemionkowe, które licznie występują w senońskich zespołach dolnych warstw istebniańskich Beskidu Śląskiego (Geroch, 1960; Geroch *et al.*, 1967).

Podczas gdy w dolnych warstwach istebniańskich odnotowano brak późnokredowych form przewodnich, próbki pobrane z górnych warstw istebniańskich, w których opisywano dotychczas wyłącznie mikrofaunę aglutynującą (Geroch, 1960; Geroch *et al.*, 1967), zawierały także wapienne otwornice. Odnotowano je zarówno w spagu (Mała Tresna) jak i w stropie (Kamesznica) serii łupkowej („łupki istebniańskie dolne”) usytuowanej w najniższej części górnych warstw istebniańskich. W Małej Tresnej, tuż powyżej granicy pomiędzy dolnymi i górnymi warstwami istebniańskimi, zanotowano zespół z *Glomospirella grzybowskii* (Jurkiewicz). Zawierał on obok form krzemionkowych z przełomu kredy i paleocenu także nieliczne otwornice planktoniczne z grupy globigerin o wyraźnie skorodowanych skorup-

kach, które wskazywały na paleocen. Bardziej zróżnicowane, chociaż nadal niezbyt liczne otwornice wapienne zostały odnotowane nieco poniżej środkowego kompleksu górnych warstw istebniańskich (seria piaskowcowa) w Kamesznicy. Zanotowana mikrofauna należała do stosunkowo nielicznych, jak na górne warstwy istebniańskie, otwornic aglutynujących: *Rz. epigona* (Rzehak), *Remessela varians* (Glaessner) i niespotykanych w tych utworach różnorodnych wapiennych form przewodnich dla paleocenu: *Nuttalides trumpyi* (Nuttall), *Chiloguembelina crinita* (Glaessner) *Ch. morsei* (Kline), *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Globigerina trivialis* Subbotina i *Parasubbotina pseudobulloidis* (Plummer). Wśród form planktonicznych odnotowano także gatunki typowe dla wyższej części paleocenu: *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli) i *Acarinina mckannai* (White).

W stropie „łupków istebniańskich dolnych” (Oczków) odnotowano także znany ze spagu tego kompleksu zespół krzemionkowych otwornic z *G. grzybowskii*.

W obrębie górnych warstw istebniańskich otwornice aglutynujące pojawiły się ponownie dopiero w wyższej serii łupkowej — „łupkach istebniańskich górnych” (Oczków), gdzie odnotowano charakterystyczną formą *Glomospira diffundens* Cushman i Renz. W środkowej części (seria piaskowcowa) górnego kompleksu warstw istebniańskich mikrofauny nie stwierdzono.

Prezentowane powyżej wyniki przedstawione na tle dotychczasowych badań mikropaleontologicznych (Geroch, 1960; Geroch *et al.*, 1967) wskazują na możliwość uszczegółowienia standardów lito- i biostratygraficznych, które obowiązywały dotychczas dla warstw istebniańskich w polskich Karpatach Zewnętrznych.

Dolne warstwy istebniańskie to seria piaskowcowo-zlepieńcowa, która zawiera liczne okazy gatunków *Rzehakina inclusa* (Grzybowski) i *Hormosina gigantea* Geroch i zwykle współwystępujące z nimi otwornice wapienne wieku senońskiego. Górne warstwy istebniańskie to kompleks złożony z dwóch serii łupkowych — dolnej i górnej, które są rozdzielone serią piaskowcowa. W łupkach istebniańskich dolnych i górnych obecna jest głównie mikrofauna krzemionkowa (*G. grzybowskii*, *G. diffundens*), a w dolnej serii łupkowej mogą pojawiać się wapienne otwornice bentoniczne i planktoniczne. Zarówno te krzemionkowe jak i wapienne są typowe dla paleoceńskich pstrych osadów jednostki podśląskiej (Jednorowska, 1975).

Sukcesja zespołów otwornicowych wskazuje, że granica kreda-paleocen oscyluje na pograniczu dolnych i górnych warstw istebniańskich.

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, R. Kopciowski, Z. Paul, P. Marciniec i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 lutego 2003 r.

Piotr FREIWALD, Przemysław KUKLA, Robert PATORSKI: Wykorzystanie instytutowych baz danych na przykładzie Banku Hydro

Informacja geologiczna w Państwowym Instytucie Geologicznym pochodzi z różnych źródeł, m.in.: MIDAS, Bank Hydro, System Obserwacji Hydrogeologicznej (SOH), *Mapa*

hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 (MhP), *Mapa geologiczno-gospodarcza Polski* w skali 1:50 000 (MGGP), badania osuwisk, badania stratygraficzne, magnetotelluryczne, egzotyków i magazynów rdzeni.

Dostęp do poszczególnych danych nie jest bezpośredni i szybki. Dane są rozproszone (poszczególne informacje znajdują się fizycznie na osobnych komputerach), programy, czy aplikacje obsługujące zgromadzone informacje (np. *Geomedia*, *MGE*, *Acces*, *Excel*, *Hydro2000*) posiadają swoje interfejsy oraz generują pliki w różniących się między sobą formatach. Występuje też duża ilość i różnorodność danych.

Dla zilustrowania sytuacji, przygotowano prosty przykład z wykorzystaniem danych Banku Hydro. Problem dotyczył przedstawienia rozkładu anomalii hydrogeochemicznych w Kotlinie Nowosądeckiej.

Pierwszym etapem dla rozwiązania postawionego zadania było wybieranie danych z bazy, przy pomocy programu *Hydro2000*. Program wybrał potrzebne informacje i wyeksportował je do arkusza kalkulacyjnego *Excel*. Następnie wykreślono krzywe kumulacyjne, aby wyznaczyć tło hydrogeochemiczne oraz wartości anomalnie niskie i anomalnie wysokie. Kolejny etap to przenoszenie punktów z anomaliami do programu *Microstation*, aby utworzyć ich obraz kartograficzny. Końcowy efekt uzyskano w programie *Corel*.

Większość czasu poświęcono więc na odczyt i przenoszenie danych między programami. Ponieważ ilość punktów była niewielka (ok. 200, w tym ok. 20 z anomaliami), wykonano to stosunkowo szybko. Jednak przy większej ich ilości, a zwłaszcza danych wynikowych, proces obróbki i analizy znacznie by się wydłużył, a przecież należy jeszcze dane zinterpretować, skonfrontować z opracowaniami archiwalnymi itd. Podsumowując, należy stwierdzić, że zbyt wiele czasu zajmuje pozyskanie i wstępna analiza danych, a nie ich interpretacja. Najważniejsze jest to, aby większość czasu poświęcić właśnie na interpretację a więc skupić się na zasadniczym temacie.

Dodatkowo występuje brak możliwości przeprowadzenia analizy w czasie (zdecydowana większość otworów posiada tylko jedną analizę). Dla dokładniejszej analizy należałoby zaimportować dane z bazy SOH, MhP lub innej. W bazie SOH dane na temat monitoringu (jeden punkt znajduje się w omawianym obszarze) występują w formacie niekompatybilnym z formatem danych bazy Oracle dla MhP. Pomiedzy wszystkimi źródłami danych (bazami) brak jest łączności. Powoduje to dodatkowe wydłużenie czasu pozyskiwania danych. Dla rozwiązania bardziej złożonych problemów (np. analiza paleohydrogeologiczna przy wykorzystaniu Banku Hydro) brak jest dokładnych informacji np. na temat stratygrafii. Oczywiście na potrzeby Banku Hydro wystarczą określenia stratygraficzne: jura, kreda, czy trzeciorzęd, ale w innych przypadkach przydałyby się bardziej precyzyjne określenia stratygrafii, czy wieku bezwzględne. Natomiast dostęp do badań stratygraficznych polega na przeczytaniu o nich w pliku doc.

Konsekwencje tego stanu rzeczy to:

- powolne pobieranie danych;
- powolne sortowanie i w rezultacie niewystarczający dobór odpowiednich danych potrzebnych w realizacji konkretnego projektu;
- problem z ich opanowaniem i analizą, zwiększający się wraz ze wzrostem ilości danych;

- brak możliwości pełnej oceny posiadanych danych, co utrudnia planowanie dalszych prac
- wydłużenie czasu trwania prac;
- brak pewności, czy wykorzystano wszystkie dostępne dane — koszty realizacji projektu mogą być wyższe niż potrzeba;
- wysokie koszty pomocy technicznej dla określonych aplikacji obsługujących bazy danych.

W związku z powyższym proponuje się:

- wspólny i ogólnie znany interfejs dla wszystkich użytkowników (klientów) — przeglądarka internetowa (IE, Sylaba lub inna);
 - stworzenie wewnętrznej sieci — profesjonalnie zaimplementowany i wdrożony intranet;
 - wykorzystanie bezpłatnych pakietów, używanych i sprawdzonych w działaniu przez większość firm i serwisów w Polsce i na świecie; można wykorzystać najpopularniejszy serwer WWW Apache jako moduł WindowsNT lub jako serwer pośredniczący, jednolitą dla wszystkich źródeł danych warstwę metadanych uzyskaną poprzez sterowniki ODBC oraz bezpłatną bazę danych mysql, języki programowania aplikacji sieciowych — PHP (ze względu na szybkość i prostotę programowania) oraz XML (ze względu na możliwość zaprogramowania własnego systemu znaczników, a co za tym idzie łatwiejszego, szybszego i adekwatnego do postawionego zapytania wyszukiwania informacji w sieci);
 - w przypadku informacji niejawnych dostęp autoryzowany;
 - wykorzystanie pozostałych informacji (stratygrafia, egzotyki, magazyn rdzeni, biblioteka, archiwum itd.);
 - stworzenie dodatkowych warstw informacyjnych dla istniejących już baz i powiązanie ich spójnym i łatwym w obsłudze dla wszystkich interfejsem (w/w przeglądarka internetowa).
- Wynikają stąd następujące korzyści:
- bezpośredni, szybki i niezależny dostęp do danych oraz możliwość szybkiej ich oceny;
 - wykorzystanie wszystkich możliwych źródeł informacji jako punktu wyjściowego do dalszych analiz i projektowania badań;
 - skrócenie czasu pozyskiwania informacji;
 - skrócenie czasu trwania prac nad projektem oraz czasu jego realizacji;
 - możliwość aktualizacji i dodawania nowych informacji na bieżąco — systematyczne powiększanie zasobów;
 - stworzenie takiego systemu, który można dopasowywać do specyficznych potrzeb Instytutu;
 - brak zależności od dostawców oprogramowania — mniejsze koszty; większa elastyczność — możliwość szybkich zmian, dodawania nowych modułów oprogramowania we własnym zakresie, usuwania i poprawy błędów, pełna kontrola nad kodem, prosta obsługa;
 - ogólnie zwiększenie szybkości działania i dokładności oceny, a w konsekwencji mobilności całej firmy.

Na uwagę zasługuje fakt, że Państwowy Instytut Geologiczny posiada bardzo dużą ilość różnorodnych danych. W związku z tym wydaje się, że w dalszym etapie, w celu nowoczesnego zarządzania nimi oraz maksymalnego ich wykorzystania, można zastosować technologię hurtowni danych (Data Mining). W przyszłości można również pokusić się o zastosowanie sztucznej inteligencji przy projektowaniu systemów ekspertowych (np. w celu uzys-

kania poprawnej gospodarki złożami na terenie kraju, czy dokonywania ekspertyz dotyczących ochrony środowiska naturalnego).

W dyskusji brali udział: A.Tomaś, A.Wójcik, P. Nescieruk i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 marca 2003 r.

Robert KOPCIOWSKI, Barbara OLSZEWSKA: Otwornice w służbie stratygrafii sekwencji na przykładzie jednostki śląskiej polskich Karpat Zewnętrznych

Do interpretacji sekwencji zastosowano model Exxonu gdzie sekwencja definiowana jest pomiędzy niezgodnościami erozyjnymi — pomiędzy początkiem regresji a końcem transgresji czyli początkiem następnego cyklu regresywnego.

Profil jednostki śląskiej rozpoczynają dolne łupki cieszyńskie nie mające charakteru fli-szowego poza nielicznymi wkładkami turbidytowymi (Książkiewicz, 1975), a ich dolna granica litostratygraficzna ma charakter tektoniczny (Bieda i in., 1963) i są prawdopodobnie związane z ciągiem transgresywnym (transgressive system tract) i z ciągiem systemów wysokiego W.M.P (high-stand system tract).

Pierwszą w pełni wykształconą sekwencję rozpoczyna horyzont z Ropic (osuwiska podmorskie), będący tu granicą sekwencji — występujący w najniższej części wapieni cieszyńskich. Wydaje się, że powstanie tych osadów można wiązać z ciągiem systemów niskiego stanu W.M.P (low-stand system tract), a rozwinięte powyżej górne łupki cieszyńskie z ciągiem transgresywnym.

Warstwy wierzowskie — ich dolną część należy wiązać z ciągiem systemów wysokiego W.M.P. Występujące powyżej kanałowe osady zlepieńców i piaskowców grodziskich (w ich spągu stanowiące granice sekwencji jak również megasekwencji) dają początek dużemu cyklowi sedymentacyjnemu. Ich powstanie należy wiązać z początkiem ciągu systemu niskiego stanu W.M.P. Wydaje się, że interwał czasowy w jakim powstały warstwy grodziskie miał charakter krótkotrwały i dalsza część sedymentacji warstw wierzowskich była generalnie związana z ciągiem transgresywnym i z ciągiem systemów wysokiego W.M.P.

Warstwy lgockie leżące powyżej związane były z ciągiem systemu niskiego stanu W.M.P a ich spąg był granicą sekwencji (piaskowce gruboławicowe). Powyżej występujący kompleks cienkoławicowych turbidytów wiązać należy z ciągiem transgresywnym. W najwyższej części warstw lgockich występują rogowce mikuszowickie i powyżej łupki radiolariowe oraz czarne łupki manganowe. W obrębie tej części profilu należy się doszukiwać poziomu maksymalnego zalewu.

Występujące powyżej pstre łupki powstały w czasie ciągu systemu wysokiego W.M.P.

Ponad nimi zalegają warstwy godulskie, których spąg jest zarówno granicą sekwencji, jak i megasekwencji. Granica ta wiąże się również z dużą luką erozyjną, której stopa erozji sięgnęła miejscami warstw lgodzskich.

Dolna i środkowa część warstw godulskich związana jest niewątpliwie z ciągiem systemu niskiego stanu W.M.P. Część górna (cienkoławicowe turbidyty) ma natomiast związek z ciągiem transgresywnym.

Występujące powyżej warstwy istebniańskie otwierają depozycję następnej megasekwencji, a co za tym idzie sygnalizują obecnie brak osadów związanych z ciągiem systemu wysokiego W.M.P. Luka erozyjna występująca w tym miejscu profilu jest charakterystyczna nie tylko dla osadów występujących w obrębie jednostki śląskiej, ale również jest obecna w profilach innych jednostek np. magurskiej, dukielskiej i związana była prawdopodobnie z przebudową basenu i jego reżimów depozycyjnych, erozyjnych i obszarów alimentacyjnych.

Warstwy istebniańskie dolne (których spąg jest granicą sekwencji jak i megasekwencji) złożone są głównie z gruboławicowych piaskowców i zlepieńców. Ich powstanie należy wiązać z ciągiem systemu niskiego stanu W.M.P.

Zaliczane do warstw istebniańskich górnych, łupki istebniańskie dolne związane są z ciągiem transgresywnym. Wydaje się, że osady związane z ciągiem systemu wysokiego W.M.P. w większości zostały wyerodowane po czym nastąpiła depozycja piaskowców istebniańskich górnych związanych z ciągiem systemu niskiego stanu W.M.P. Piaskowce te przykryte są przez warstwy łupków istebniańskich górnych, związane są ciągiem transgresywnym, a w ich przystropowej części występuje prawdopodobnie granica maksymalnego zalewu. Utwory te przechodzą w łupki pstre związane ciągiem systemu wysokiego W.M.P.

W niższej części profilu, w obrębie łupków pstrych obserwujemy piaskowce ciężkowickie. Ogniwu to reprezentowane jest przez gruboławicowe piaskowce i zlepieńce. Wydaje się, że epizody związane z powstaniem piaskowców ciężkowickich były bardzo dynamiczne ale krótko trwałe. Piaskowiec ciężkowicki powstawał prawdopodobnie w wyniku wymuszonej regresji, możliwe że efekt ten był związany z eustatyką, która przeważała nad czynnikiem tektonicznym. Powstanie piaskowców ciężkowickich należy wiązać z ciągiem systemu niskiego stanu W.M.P., a towarzyszące mu osady nadgroblowe (typ warstw hieroglifowych) z ciągiem transgresywnym. Rozdzielające masy piaskowca łupki pstre można interpretować jako wynik ciągu systemu wysokiego W.M.P.

Nadległe warstwy hieroglifowe przechodzą w łupki zielone i tę część profilu należy wiązać z ciągiem transgresywnym.

Występujące powyżej margle globigerinowe to charakterystyczny poziom margli będących zjawiskiem globalnym związanym z eustatycznym podniesieniem się poziomu morza; w profilu jednostki śląskiej związany jest z maksimum zalewu.

Ponad nimi rozwinięte są warstwy menilitowe. W spągowej części tych warstw występują piaskowce gruboławicowe (niekiedy zwane piaskowcem porogowcowym, piaskowcem cergowskim). Piaskowce te związane są z ciągiem niskiego W.M.P; ciągiem transgresywnym i ewidentnie związane są z wymuszoną regresją spowodowaną wynoszeniem przez ruchy tektoniczne obszarów alimentacyjnych tej części basenu. Jest to widoczne na tle ogólnie wysokiego poziomu morza związanego z eustatyką, co odzwierciedla się w warstwach menilitowych jednostki skolskiej w tym interwale wiekowym, gdzie wpływ tektoniki jest znikomy. W spagu tych piaskowców przebiega granica sekwencji będąca zarazem granicą megasekwencji. Kilka dziesiąt metrów nad spągiem występuje poziom rogowców z występującymi niekiedy marglami krzemienistymi. Prawdopodobnie ta część menilitów jest związana z poziomem maksymalnego zalewu a ich wyższa część związana jest z ciągiem systemu wysokiego W.M.P.

Ponad warstwami menilitowymi występują warstwy krośnieńskie. W obrębie warstw krośnieńskich zastosowanie stratygrafii sekwencji narzuca poważne problemy ze względu na ściśle tektoniczny charakter kontroli sedymentacji w basenie (zamykanie i silne transformacje tej części basenu). W wyniku tego, część zjawisk kontrolowanych tektonicznie na tą skalę może być mocno diachronicznych i dlatego ta część profilu wymaga bardzo wnikliwych badań. Występujący w obrębie warstw krośnieńskich chronostratygraficzny poziom wapieni jasielskich pokazuje jedynie namiastkę tych problemów przecinając w poprzek wiele różnych facji.

Analizując historię sedymentacji w basenie Karpat Zewnętrznych łatwo jest zauważyć, że w okresie tyton–późny eocen, pokrywa się ona z tendencjami występującymi w NW Tetydzie. Podobieństwa w ewolucji środowisk sedymentacyjnych powodowały, że zespoły mikroskamieniałości miały podobny skład gatunkowy, co umożliwiało wykorzystanie tych samych form jako wskaźników zmian.

Do form tych należą, przede wszystkim radiolarie (biomarkery I-go rzędu) — wskaźniki maksymalnego zasięgu transgresji. Radiolariom towarzyszy zespół prymitywnych otwornic krzemionkowych tzw. „biofacja B”. Okresy wysokiego stanu morza charakteryzuje masowe występowanie wapiennych organizmów planktonicznych (kalpionelle, wapienne dinocysty, otwornice planktoniczne — biomarkery II-go rzędu). Okresy między momentami zmian charakteryzuje występowanie gatunków otwornic uznawanych za „kolonizatorów” nowych środowisk. W sukcesji fliszowej Karpat są to: *Pseudoreophax cisovnicensis* (wapienie cieszyńskie, tyton późny), *Verneuulinoides neocomiensis* (łupki cieszyńskie górne, walanżyn-hoteryw), *Trochammina vocontiana* (warstwy wierzowskie, apt), *Recurvoides* sp./*Haplophragmoides* sp. (warstwy lgockie, alb), *Uvigerinammina jankoi* (warstwy godulskie, turon), *Caudammina gigantea* i *Rzehakina epigona* (niższa część warstw istebniańskich dolnych, santon–kampan), *Gavelinella beccariiformis* (strop warstw istebniańskich dolnych, mastrycht), *Nuttalides truempyi* (warstwy hieroglifowe, eocen).

W dyskusji brali udział: K. Żytko, L. Jankowski, P. Nescieruk i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 kwietnia 2003 r.

Barbara OLSZEWSKA: **Jak rozumieć mikropaleontologię stosowaną**

Mikropaleontologia — dział paleontologii zajmujący się bezkręgowcami o rozmiarach mniejszych niż 10 cm jest w zasadzie nauką użytkową. Dziedzina ta początkowo rozwijała się w odpowiedzi na zapotrzebowanie przemysłu naftowego poszukującego węglowodorów. Z biegiem czasu wzrosło także znaczenie mikropaleontologii stosowanej w rozwiązywaniu problemów geologii inżynierskiej, zagrożeń naturalnych i oceny zmian środowiska naturalnego.

Rola mikropaleontologii stosowanej w poszukiwaniu węglowodorów przejawia się poprzez:

— określenie wieku i korelację osadów,

- identyfikację niezgodności,
- identyfikację wydzieliń litostratygraficznych,
- wyznaczanie sekwencji niższego rzędu,
- charakterystykę paleośrodowisk,
- wyznaczanie skał zbiornikowych, źródłowych i ekranów pułapek,
- określenie stopnia uwęglenia materii organicznej w osadach.

Należy tu wspomnieć, że kolebką mikropaleontologii stosowanej są Karpaty a jej prekursorem Józef Grzybowski profesor Uniwersytetu Jagiellońskiego.

Mikropaleontologia stosowana w geologii inżynierskiej umożliwia:

- szczegółowe rozpoznanie stratygraficzne, zwłaszcza przy małej ilości badanego materiału,
- identyfikację uskoków lub powtórzeń tektonicznych,
- stwierdzenie lub wykluczenie materiału allochtonicznego/przerobionego,
- identyfikacja specyficznych litofacji.

Dane te mają ogromne znaczenie dla dużych inwestycji typu tunel pod kanałem La Manche.

Mikropaleontologia stosowana jest również bardzo użyteczna w ochronie środowiska. W przypadku ruchów masowych pozwala ona na wyznaczanie płaszczyzn osunięcia i rekonstrukcję profilu osuniętych skał poprzez identyfikację wydzieliń litostratygraficznych biorących udział w osuwisku.

Mikroskamieniałości (otwornice, małżoraczki) są również dobrymi bioindykatorami ponieważ reagują na zmiany chemicznych parametrów środowiska. Na przykład pestycydy powodują istotne zmiany w ornamentacji skorupki małżoraczek oraz aberrantne formy otwornic. Zmiany składu gatunkowego zespołów mikroskamieniałości oraz cech osobniczych tworzących je okazów (np. otwornic), pozwalają śledzić zmiany klimatu i określać ich charakter.

W dyskusji brali udział: B. Radwanek-Bąk, W. Granoszewski, L. Jankowski, T. Mrozek, W. Rączkowski, J. Skulich, A. Szydło i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 10 kwietnia 2003 r.

Barbara OLSZEWSKA: Nowe kierunki w badaniach otwornic. Morfogrupy otwornicowe i ich znaczenie dla interpretacji paleośrodowiskowej utworów Karpat Zewnętrznych

Skład gatunkowy otwornic zasiedlających dane środowisko zależy jest w sposób zasadniczy od panujących tam warunków fizykochemicznych. Do ważniejszych czynników należą: charakter podłoża, naświetlenie, temperatura i natlenienie wód, zasolenie wód i ich nasycenie węglanem wapnia oraz dostępność i rodzaj pożywienia. Obserwując (lata 50-te) sposób życia współczesnych otwornic bentonicznych w hodowlach laboratoryjnych stwierdzono, że przyjmują one określoną pozycję względem osadu, na którym lub w którym żyją.

Fakty te wpłynęły na powstanie hipotezy o zróżnicowanym sposobie odżywiania się otwornic. Ustalono, że istnieje sześć zasadniczych typów otwornic w zależności od sposobu odżywiania: roślinożercy, „mięsożercy”, zawiesinożercy, detrytusożercy, wszystkożercy. W trakcie dalszych badań wykazano, że sposób odżywiania określony przez środowisko bytowania ma wpływ na morfologię skoruppek otwornic (krzemionkowych i wapienno skorupowych). W obrębie grupy otwornic aglutynujących wyróżniono cztery zasadnicze morfogrupy (z podgrupami) związane ze sposobem odżywiania:

A — wolno stojący zawiesinożercy (głównie formy rurkowate),

B — bytujący na powierzchni osadu (częściowa epifauna) roślinożercy, detrytusożercy i wszystkożercy (formy kuliste lub płasko zwinięte),

C — żyjący w osadzie (infauna) detrytusożercy i roślinożercy (formy wielokomorowe, wydłużone lub częściowo zwinięte),

D — formy bytujące na roślinności, która stanowi zarazem podstawę ich pożywienia.

Pionowy rozkład poszczególnych morfogrúp w środowisku morskim wskazuje na pewne trendy w ich występowaniu. Na przykład przedstawiciele morfogrupy A związani są ze spokojnym środowiskiem batiału i abysalu, podczas, gdy środowisko szelfu zdominowane jest przez przedstawicieli morfogrúp: B 3 (formy spłaszczone lub soczewkowate), C1 (formy zwinięte trochospiralnie oraz jedno i wieloseryjne), i D (trochospiralni roślinożercy).

Innymi parametrami środowiska morskiego, które można określić za pomocą morfogrúp otwornicowych są: wielkość dopływu materii organicznej, tempo sedimentacji, poziom natlenienia osadu, położenie granicy redox, oraz określenie Ph osadu. Stwierdzono bowiem, że strukturę zespołów otwornic głębokowodnych kształtują wahania w dopływie materii organicznej, wahania położenia granicy redox oraz grubość natlenionej warstwy wody.

Dane uzyskane z badań nad otwornicami współczesnymi, zostały wykorzystane, zgodnie z zasadą aktualizmu do interpretacji morfogrúpowej gatunków kopalnych. Wyniki tych analiz przyczyniły się do pełniejszego rozpoznania zmian paleośrodowiska sedimentacji osadów. Na przykład zespoły zawierające biernych detrytusożerców, zawiesinożerców i głęboką infaunę wskazują na oligotroficzne warunki środowiska, natomiast zespoły z przewagą epifauny i płytkiej infauny detrytusożernej wskazują na warunki eutroficzne.

W Polsce badania nad zastosowaniem morfogrúp otwornic do interpretacji środowiska znajdują się w stadium początkowym. Wyniki dotychczasowych badań (np. ze środkowej jury Pienin) wskazują, że można za pomocą analizy morfogrúpowej określić względne wahania poziomu morza, wahania tempa sedimentacji, okresy wzrostu lub spadku dostawy materii organicznej oraz występowania stref upwellingu. Przeprowadzona przez prelegentkę analiza morfogrúpowa otwornic z warstw wierzowskich i lgockich płaszczowiny śląskiej pozwoliła na wyróżnienie w basenie strefy dysaerobowej (warstwy wierzowskie) oraz strefy warunków oligotroficznych ze zmiennymi dostawami materii organicznej (warstwy lgockie).

W dyskusji brali udział: A. Szydło, R. Kopciowski i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 17 kwietnia 2003 r.

Barbara OLSZEWSKA: Nowe kierunki w badaniach otwornic. Microforaminifera — czy traktować je poważnie

W materiale przygotowanym do badań palynologicznych prawie zawsze występują formy przypominające otwornice. Zwrócił już na nie uwagę Ehrenberg (1854) opisując mikroskamieniałości uzyskane tą metodą. Później stwierdzono, że formy te są dwojakiego rodzaju: wyściółki organiczne i wapienne hialinowe (Wilson i Hoffmeister, 1952). Formy te nazwano „microforaminifera” z powodu rozmiarów nie przekraczających 150 µm. Stwierdzono także, że występują one często w preparatach petrograficznych z wapieni i skał krzemionkowych. Przypuszczano, że zachowanie tych form jest możliwe dzięki odpornej na kwasy (HCl i HF) wyściółce organicznej (VanVeen, 1957; Taugourdeau-Lantz i Poignant, 1964). Wyściółkę tę buduje glukozoaminoglikan i jest ona różna u różnych gatunków. Dalsze, aczkolwiek rzadkie, badania nad „microforaminifera” doprowadziły do powstania różnych poglądów na procesy ich powstawania. Początkowo sugerowano (Wetzel, 1957), że formy te powstają w trakcie naturalnej dekalcyfikacji skorupki wapiennej, zastępowania ścianki skorupki przez piryt lub krzemionkę podczas diagenety lub przez molekularne zastępowanie materiału ścianki podczas fosylizacji. Według innych poglądów (Cohen i Gruber, 1968) „microforaminifera” powstają dopiero podczas przygotowania próbek do analizy palynologicznej wskutek działania na skorupkę HCl lub HF. Ostatnio (Misik i Sotak, 1998) pojawiły się sugestie o środowiskowej („formy stresowe”) przyczynie powstawania tych form.

Omawianym formom otwornic przypisuje się dwojakie znaczenie: stratygraficzne i środowiskowe. W biostratygrafii microforaminifera wykorzystywane są pomocniczo, z zastosowaniem standardowej klasyfikacji taksonomicznej (Tappan i Loeblich, 1965).

Wspomnieć jednak należy o próbach odrębnych klasyfikacji (Deak, 1964; Pantic i Bajraktarevic, 1988; Stancliffe, 1989). Ostatnia klasyfikacja jest systematyką morfotypową.

Znaczenie paleośrodowiskowe microforaminifera przejawia się w tym, że wskazują one na pełnomorskie warunki sedimentacji osadów oraz bliskość stref upwellingu. Formy te częste są w skałach krzemionkowych (np. w czertach). Najczęściej jako microforaminifera zachowują się wyściółki organiczne otwornic aglutynujących z uwagi na ich specyficzną budowę i grubość co czyni je odporne na niszczące czynniki środowiska.

W Karpatach badania microforaminifera wykonano dla wapieni oksfordu sukcesji czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego (Miski i Sotak, 1998). Zidentyfikowano tam 30 taksonów, głównie form aglutynujących. Stwierdzono, że większość zachowanych microforaminifera występuje w utworach powstałych w strefie upwellingu przy wolnej sedimentacji. Wykazano, że skały krzemionkowe sprzyjają zachowaniu się form zawierających wyściółkę organiczną. Zasugerowano, wreszcie zjawisko „niepełnego rozwoju” jako przyczynę powstawania microforaminifera. Stresowe warunki środowiska miały uniemożliwić otwornicom uformowanie skorupki.

W Polsce badania nad microforaminifera są w stadium początkowym. Na razie ograniczają się one do rejestracji wystąpień tych form. Stwierdzono je, między innymi w krzemie-

niach oksfordu i kimerydu na obszarze Gór Świętokrzyskich w trakcie badań nad genezą tych krzemieni wykonywanych wspólnie z Z. Migaszewskim (Akademia Świętokrzyska, Kielce).

W dyskusji brali udział: J. Skulich i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 24 kwietnia 2003 r.

Józef CHOWANIEC, Jan GOLONKA: Geotermia Podhala i Orawy a problematyka głębokiego wiercenia (ODDP)

W grudniu 1999, Polska dołączyła do programu wierceń kontynentalnych — International Continental Scientific Drilling Program. W ramach którego przygotowywany jest projekt głębokiego wiercenia w zachodniej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, w strefie kontaktu terranu Karpat Wewnętrznych i płyty północnoeuropejskiej.

Projektowane wiercenie „Orawa” byłoby usytuowane w rejonie Jabłonki–Chyżnego na linii przekroju sejsmicznego CELEBRATION CEL01 (Guterch i in., 2001) oraz w niedalekim sąsiedztwie głębokiego przekroju geologicznego Kraków–Zakopane (Sikora i in., 1980), a także na linii przekroju Andrychów–Chyżne (Oszczypko, 1998). Przekroje Kraków–Zakopane i Andrychów–Chyżne zostały wykonane na podstawie szeregu wierceń Państwowego Instytutu Geologicznego i PGNiG, a także wyników badań sejsmicznych i magnetotellurycznych. Możliwość lokalizacji wiercenia w rejonie przygranicznym pozwoli na międzynarodową współpracę z geologami i geofizykami słowackimi.

Projektowane wiercenie ma na celu wyjaśnienie szeregu problemów badawczych. Do podstawowych należy problem młodych i współczesnych ruchów tektonicznych w Karpatach. Jak wykazały dotychczasowe badania, przez obszar karpacki przebiega granica europejskiego pola płam gorąca, wyznaczona neogeńskim wulkanizmem oraz rozkładem strumienia ciepłego. Na obszarze pomiędzy Orawą a Górnym Śląskiem, linia graniczna łącząca neogeńskie wulkanity Zakarpacia z andezytami rejonu przypienińskiego i bazaltami Dolnego Śląska, przecina skośnie nasunięcia jednostek fliszowych Karpat Zewnętrznych. Ponadto, w rejonie Orawy, do pienińskiego pasa skałkowego skośnie dochodzi oś karpackiej, ujemnej anomalii grawimetrycznej, a podłoże skonsolidowane występuje na głębokości nie większej niż 6–9 km, a więc jest w zasięgu głębokiego wiercenia, co sugerują wyniki badań magnetotellurycznych (Żytko, 1999) i magnetycznych. Wypiętrzenie to, przy generalnym zapadaniu podłoża platformy europejskiej pod Karpaty ku południowi, może być spowodowane warunkami geotermicznymi, na skutek podnoszenia się astenosfery i występowania pióropuszy płaszcza. Pióropusze te mogą być niezależne od karpackiej kompresji i subdukcji. Z pióropuszymi łączy się lokalna i regionalna ekstensja w warunkach megaregionalnej kompresji. Tego rodzaju zjawiska nie są jeszcze dokładnie poznane, aczkolwiek występują w kilku miejscach na świecie (np. Pantelleria na Morzu Śródziemnym). Opracowanie zagadnienia roli pióropuszy płaszcza i określenie ich relacji do kolizji i subdukcji mają zasięg globalny, a ich wyjaśnienie

nie w rejonie karpackim pozwoli na stworzenie uniwersalnego modelu ewolucji orogénów. Nie jest wykluczone, że mamy do czynienia z orogenezą „modyfikowaną” przez pióropusz płaszczu.

Istnienie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej na granicy Karpat Wewnętrznych i Zewnętrznych mogłoby więc mieć związek z riftowaniem spowodowanym wpływem pióropusza płaszczu na pograniczu dwóch płyt. Ryft ten jest obrzeżony między innymi wyniesieniami Babiej Góry i Orawskiej Magury. Z ryftem może być związany wulkanizm ukryty pod neogeńskimi utworami niecki orawskiej a widoczny jako wysokoporurowe ciała na profilach magnetotellurycznych. Tektonikę tego obszaru komplikuje występowanie uskoku przesuwczych o różnym przebiegu i orientacji a także związane z nimi tworzenie się basenów typu *pullapart*.

Wykonanie wiercenia na Orawie będzie miało zasadnicze znaczenie dla rozpoznania zagadnień hydrogeologicznych, w szczególności występowania wód termalnych. Wody termalne stosunkowo dobrze rozpoznane zostały w niecce podhalańskiej. Karpaty Zewnętrzne charakteryzują się niewielkim rozpoznaniem termiki wód podziemnych, w związku z czym ograniczone są możliwości szczegółowej interpretacji. Ważnym wskaźnikiem charakteryzującym środowisko skalne występowania wód podziemnych jest tzw. gradient geotermiczny, definiowany jako wielkość przyrostu temperatury przypadającej na jednostkę głębokości. Średnia wartość gradientu geotermicznego dla Karpat wynosi $2,35^{\circ}/100\text{ m}$, natomiast dla niecki podhalańskiej i jej podłoża waha się w zakresie $1,9\text{--}2,1^{\circ}/100\text{ m}$. Określenie wartości gradientu geotermicznego w rejonie Orawy przyczyni się w znacznym stopniu do rozpoznania termiki wód podziemnych na granicy Karpat Wewnętrznych i Zewnętrznych.

Wykonanie wiercenia na Orawie przyczyniłoby się do uzyskania odpowiedzi na postawione wyżej problemy. Dla określenia dokładnej lokalizacji wiercenia i jego właściwej interpretacji geologicznej konieczne będzie wykonanie dodatkowych prac geofizycznych. Płytkę sejsmika wyjaśniłaby zasięg utworów neogeńskich i pozycję pienińskiego pasa skałkowego pod utworami neogenu, zaś głęboka sejsmika, a zwłaszcza zdjęcie 3-D przyczyniłoby się do lepszego rozpoznania tektoniki wgłębnej.

W dyskusji brali udział: R. Florek, A. Górka, R. Kopciowski, M. Krapiec, T. Malata, B. Olszewska, W. Ryłko, A. Tomasz, K. Żytko i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 8 maja 2003 r.

Barbara OLSZEWSKA: Nowe kierunki w badaniach otwornic. Dojrzałość termiczna — nowe zastosowanie otwornic w poszukiwaniu węglowodorów

Badania termicznej dojrzałości materii organicznej są integralną częścią analizy basenów sedymentacyjnych (w jej aspekcie praktycznym) czyli dla poszukiwania węglowodorów. Wskaźnikami dojrzałości materii organicznej są parametry organiczne (np. refleksyjność wi-

trynit) i mineralogiczne (ilość i rodzaj minerałów ilastych, głównie stosunek smektytu do illitu).

Otwornice mają dużą wartość dla analizy basenowej, z uwagi na znaczenie dla określenia wieku osadów i ich korelacji. Obecnie uważa się również (McNeil, 1996), że mogą być pomocne w odtworzeniu historii termicznej osadów, ponieważ skorupkę buduje materia organiczna (parametr organiczny) oraz ziarna mineralne (parametr mineralogiczny). Na otwornice znajdujące się w osadzie działa szereg czynników takich jak: wczesna diagenеза, pogrzebanie osadów, nadciśnienie płynów porowych i działalność wód meteorycznych. Proces wczesnej diagenезы decyduje o początkowym stadium fosylizacji otwornic w górnych kilku metrach osadu. Proces ten jest zdominowany przez chemiczne i biologiczne interakcje zależne od natury wód porowych (pH), ilości i rodzaju materii organicznej, ilości aktywnego Fe, tempa sedymentacji i aktywności bakterii (aerobowych i anaerobowych).

Wpływ tych czynników na zachowanie skorupki otwornic jest znaczny. Na przykład wysokie tempo sedymentacji sprzyja zachowaniu materii organicznej. Bakterie aerobowe, działające w strefie natlenionej wpływają na zachowanie wapiennych skorupki otwornic. Bakterie działające w strefie słabego natlenienia powodując redukcję siarczanów i Fe, prowadzą do pirytyzacji skorupki.

Procesy diagenезы związane z pogrzebaniem osadu występują na głębokościach między 2 a 8 km i temperaturach między 75–200°C (Mc Neil, 1996). Otwornice wykazują szereg klasycznych przejawów zmian termalnych zarówno odnośnie materii organicznej (wyściółki organicznej, cementu) jak odnośnie składu mineralnego skorupki.

Zmiany cementu organicznego (glukoaminoglikan) przejawiają się coraz ciemniejszym zabarwieniem skorupki. Na tej podstawie opracowano 10-cio stopniową skalę kolorystyczną (Foraminiferal Colouration Index) wskazującą na stopień dojrzałości termicznej skorupki.

Zmianom ulega tekstura ścianek skorupki. Najbardziej rozpowszechniona jest wtórna sylikfikacja skorupki. W warunkach normalnej subsydencji basenu zjawisko sylikfikacji skorupki poprzez wytrącanie się kwarcu z płynów porowych zachodzi w temperaturze wyższej od 90°C.

Wskaźnikami procesów diagenезы związanych ze znacznymi zmianami temperatury są również minerały ilaste włączone w materiał skorupki otwornic: smektyt, illit i chloryt. Illit jest minerałem diagnostycznym dla głębokości niższych od 3,5 km i temperatury wyższej od 110°C. W przypadku otwornic o skorupkach węglanowych, wraz ze wzrostem temperatury aragonit przechodzi w kalcyt, który z kolei ulega chlorytyzacji.

Z badań wynika, że sylikfikacja skorupki otwornic aglutynujących jest związana z procesami powodującymi nadciśnienie płynów porowych i może być wykorzystana do wyznaczania stref nadciśnienia podczas poszukiwania węglowodorów. Jednym z czynników powodujących nadciśnienie płynów porowych może być także proces przechodzenia smektytu w illit.

Wody meteoryczne występujące w strefach proksymalnych basenu do głębokości około 2 km mogą również istotnie wpływać na zmiany mineralogii skorupki otwornic.

Z przytoczonych powyżej faktów wynika, że podstawowym obiektem otwornicowej analizy termicznej są otwornice aglutynujące. Charakteryzują się one specyficznym sposobem występowania cementu organicznego, który przesycą ścianki znajdując się wewnątrz i na zewnątrz skorupki i wypełnia przestrzeń między poszczególnymi ziarnami mineralnymi. Drugim powodem preferowania tych otwornic do analizy termicznej jest ich intensywna reakcja na zmiany temperatury.

Badanie tej reakcji jak i zmian mineralogicznych doprowadziło badaczy kanadyjskich do wyróżnienia kilku stref diagenety związanej z pogrzebaniem osadów, w których zachodzą opisane powyżej zjawiska. Strefy te przedstawiają się następująco:

- strefa A, głębokość: 0–2,4 km, temperatura: 0–75°C, wskaźnik FCI: 0–2,5;
- strefa B, głębokość: 2,4–3,4 km, temperatura: 75–110°C, wskaźnik FCI: 2,5–3,5;
- strefa C, głębokość: 3,5–5,0 km, temperatura: 110–140°C, wskaźnik FCI: 3,5–7,5;
- strefa D, głębokość: 6,0–8,0 km, temperatura: 150–250°C, wskaźnik FCI: 7,5–10.

Przedstawiona powyżej metoda wykorzystania otwornic dla określenia stopnia dojrzałości materii organicznej jest obecnie szeroko stosowana przez kanadyjski przemysł naftowy w utworach klastycznych zasobnych w otwornice aglutynujące. Jest ona tania i uwiarygodniona przez eksperymentalną pirolizę w warunkach słabego natlenienia i inne metody tradycyjne. Liczne występowanie otwornic aglutynujących w polskich karpatach fliszowych zachęca do wypróbowania tej metody także i u nas. Pilotażowa analiza zespołów otwornic z jednostki śląskiej wykonana przez dr Mc Neil'a z GSC przypisuje utwory kredy tej jednostki do strefy C.

W dyskusji brali udział: L. Jankowski, R. Kopciowski, J. Skulich, A. Wójcik i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 maja 2003 r.

Tomasz MALATA, Ziemowit ZIMNAL, Wojciech GRANOSZEWSKI:
Młodozwałtorzędowe osady organiczne w Markowcach koło Sanoka

Profil Markowce położony jest we wschodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (Karpaty Zachodnie), 7,5 km na zachód od Sanoka. Osady organiczne występują w obrębie dna doliny potoku Sołotwina, lewobrzeżnego dopływu Sanoczka. Wypełniają one rozszerzenie tej doliny, która ma formę niewielkiej kotliny o wymiarach 1,1 x 0,65 km i powierzchni 0,6 km². W jej podłożu występują głównie gruboławicowe, rozsypliwie piaskowce warstw krośnieńskich dolnych (oligocen), wykształcone w facji leskiej. Są to utwory mało odporne na erozję i często tworzą się na nich szerokie obniżenia, wykorzystywane przez rzeki. W omawianym rejonie są one dodatkowo osłabione przez strefę nasunięcia fałdu Czaszyna-Hoczwi, przebiegającą prawdopodobnie północno-wschodnim krańcem kotliny oraz przez krzyżujące się tutaj dwa duże uskoki przesuwowe (systemy uskoków). Jeden z nich ma kierunek N–S, drugi SSW–NNE i obydwa są wykorzystywane przez różne odcinki doliny Sanoczka.

Występowanie osadów organogenicznych stwierdzone zostało podczas badań terenowych przeprowadzonych w ramach realizacji arkusza Sanok (1041) *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000. Analizę palinologiczną dla prezentowanego profilu wykonał W. Granoszewski, a badania malakofauny wykonała E. Stworzewicz. Materiał do badań pobrany został sondą torfową.

W dnie kotliny, na utworach fliszowych zalega warstwa piasków drobno- i średnio-ziarnistych, miejscami pyłowatych, rzecznych, zawierających malakofaunę, o miąższości 0,7–1,3 m. Strop piasków znajduje się na głębokości 3,02 m p.p.t. Powyżej (na głębokości 2,52–3,02 m) zalega kreda jeziorna barwy białej i jasnoszarej, zawierająca liczne skorupki ślimaków i małży. W górnej części profilu występują torfy słabo rozłożone, barwy czarnej i brunatnej, z przewarstwieniami mułków ilastych. Całość przykryta jest cienką warstwą (0,45 m) mułków brązowych.

W spagowych piaskach rzecznych w skład spektrów pyłkowych wchodzi: *Pinus sylvestris*, *P. cembra*, *Betula alba* t., *B. nana*, *Larix*, a wśród roślin zielnych stwierdzono obecność pyłku Poaceae undiff., *Artemisia*, Cyperaceae, Chenopodiaceae oraz *Helianthemum nummularium* t. Próbkę zawierają bardzo duży udział (ok. 60%) pyłku redeponowanego, wieku trzeciorzędowego. Z powyższego składu spektrów pyłkowych można wnosić, że w trakcie akumulacji tego osadu panowała roślinność luźnych lasów sosnowych. Obecne też były zbiorowiska tundrowe (*B. nana*) oraz stepowe (*Artemisia*, *Helianthemum nummularium* t.). Akumulacja tych osadów związana jest ze schyłkiem młodszego dryasu. Zespół malakofauny jest ubogi i nieliczny, występują tu pojedyncze okazy fauny wodnej.

W kredzie jeziornej zidentyfikowano 8 gatunków ślimaków wodnych i 2 gatunki małżów. Obecność zimnolubnego zatoczka *Gyraulus laevis*, który współcześnie w Polsce jest rzadko spotykany, natomiast częsty w osadach czwartorzędowych wskazuje, że może ona pochodzić z jednej z zimnych faz plejstocénskich lub wczesnoholocénskich. Również groszkówka *Pisidium obtusale* jest reprezentowana przez formę *lapponicum*, która współcześnie występuje tylko w zimnej strefie klimatycznej, a w osadach pochodzących z zimnych faz plejstocenu jest często spotykana. Natomiast wyniki analizy palinologicznej pozwalają stwierdzić, że akumulacja kredy jeziornej w Markowcach miała miejsce w okresie preborealnym. W spektrach pyłkowych zaznacza się spadek NAP, limby (*Pinus cembra*) i modrzewia (*Larix*) oraz niewielki wzrost pyłku brzozy drzewiastej i sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*). W czasie akumulacji kredy jeziornej panowały lasy sosnowo-brzozowe.

W stropowej części kredy jeziornej i w spagu torfów (na głębokości 2,60–2,40 m) w spektrach pyłkowych zaznacza się kulminacja pyłku wiązu (*Ulmus*) oraz wysokie udziały świerka (*Picea abies*) i sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*).

Maksimum rozprzestrzenienia leszczyny (*Corylus*) oraz ciągłe krzywe pyłku lipy (*Tilia cordata* t.) i dębu (*Quercus*) wyznaczają rozwój mieszanych lasów liściastych okresu atlantyckiego. W spektrach notowany jest ciągle jeszcze wysoki udział pyłku wiązu i świerka.

Spektra pyłkowe okresu subborealnego (230–140 cm) w badanym profilu charakteryzuje obecność pyłku graba (*Carpinus*), jodły (*Abies*) i buka (*Fagus*). Obecne są również wskaźniki działalności człowieka np.: pyłek zbóż (*Cerealina* t.) oraz wypasu (*Plantago lanceolata*).

Wzrost pyłku *Abies* oraz *Fagus* od poziomu 140 cm wyznacza początek okresu subatlantyckiego w rozwoju roślinności. W spektrach tego okresu zanotowano również zwiększone udziały pyłku roślin świadczących o działalności człowieka w badanym obszarze. Obecny jest pyłek żyta (*Secale cereale*), oraz *Centaurea cyanus* (chaber bławatek). Ponadto, stwierdzono obecność pyłku konopi (*Cannabis*).

Diagram z Markowców stosunkowo łatwo koreluje się z sukcesją roślinności zanotowaną w stanowisku Besko, wschodnia część Dołów Jasielsko-Sanockich (Koperowa, 1970).

Sedymentacja badanych osadów odbywała się w warunkach zmieniającego się poziomu wody, co jest odzwierciedlone nie tylko w litologii osadów ale również w stanie zachowania sporomorf i ich bezwzględnej frekwencji w osadzie.

W dyskusji brali udział: P. Marciniak, B. Olszewska, E. Stworzewicz, K. Żytko i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 maja 2003 r.

Piotr FREIWALD, Robert PATORSKI: Wstępne dane na temat hydrogeologii Polesia w świetle prac nad arkuszami MhP w skali 1:50 000

W referacie przedstawiono wstępne wyniki z przeprowadzonych prac terenowych nad realizacją mapy MhP arkusze: Sosnówka, Sławatycze, Kaplonosy, Włodawa i Sobibór.

Badany obszar pod względem geologicznym należy do niecki lubelskiej — struktury zrębowej podlasko-lubelskiej i jest zbudowany z utworów górnej kredy oraz lokalnie trzeciorzędu. Charakteryzuje się on mało urozmaiconą rzeźbą powierzchni podczwartorzędowej, a jedyną wyraźną strukturą jest Wał Uhruski. Na podstawie istniejących materiałów archiwalnych można tu wydzielić główne linie tektoniczne (rozłamy, pęknięcia lub uskoki). Kierunki tych linii tylko w niewielkim stopniu nawiązują do starej sieci uskoków NW–SE oraz NE–SW. Nowy system kierunków uskoków związany jest najprawdopodobniej z najmłodszymi ruchami neotektonicznymi z okresu trzeciorzędu a nawet czwartorzędu i jest zbliżony do równoleżnikowego. Dodatkowo budowę geologiczną komplikują zaburzenia glacytektoniczne i silny rozwój form krasowych.

Obszar objęty badaniami położony jest w obrębie lubelsko-podlaskiego regionu hydrogeologicznego (IX), subregionu poleskiego (IX₂) (ark. Sobibór, Kaplonosy, Włodawa). Na obszarze Polesia występują trzy główne poziomy wodonośne: czwartorzędowy — związany przede wszystkim z utworami aluwialnymi rzeki Bug, a także z utworami wodnolodowcowymi, trzeciorzędowy — występujący lokalnie w seriach piaszczystych, oraz kredowy — związany z kredą piszącą i utworami marglistymi.

Na ogół występuje jeden połączony poziom wodonośny: czwartorzędowo-kredowy, bądź czwartorzędowo-trzeciorzędowo-kredowy poziom wodonośny. Poniżej występuje: albski i jurajski poziom wodonośny, bez znaczenia użytkowego.

Na obszarze arkuszy Sobibór, Włodawa i Kaplonosy rozciąga się GZWP wymagający szczególnej ochrony — zbiornik kredowy niecki lubelskiej (Chełm-Zamość) nr 407.

Wykonane kratowanie hydrogeologiczno-sozologiczne dla realizowanych arkuszy MhP oraz dane zawarte w materiałach archiwalnych wykazały, że stan rozpoznania hydrogeologicznego obszaru badań otworami studziennymi jest nierównomierny (ark. Sosnówka — 16 otworów, Sławatycze — 10, Kaplonosy — 36, Włodawa — 40, Sobibór — 17). W związku z tym na terenie obejmującym arkusze Sobibór i Parczew wykonano odpowiednio 40 i 48 sond w których dokonano pomiaru głębokości występowania zwierciadła wody pierwszego od powie-

rzchni poziomu wodonośnego. W celu uchwycenia obrazu hydrochemicznego wód poziomów wodonośnych pobrano próby wody do analiz (33 próby pełne i 10 prób wskaźnikowych).

Czwartorzędowy poziom wodonośny pod względem zasobności jest zróżnicowany z uwagi na zmienną miąższość warstwy wodonośnej oraz i jej przepuszczalność.

Wydajności uzyskiwane z pojedynczych otworów dochodzą do kilkunastu, rzadziej kilkudziesięciu m³/h. Poziom ten rozpoznany jest w słabym stopniu. Utwory czwartorzędowe są zróżnicowane pod względem miąższości (od kilku do 30,0 m — Lubień, ark. Kaplonosy) i wykształcenia litologicznego. Pokrywają one prawie całą powierzchnię omawianego obszaru. Niewielkie wychodnie kredy piszącej i margli mastrychtu górnego spotkać można np. w okolicach Wału Uhruskiego. Czwartorzędowy poziom wodonośny związany jest głównie z holocenijskimi utworami aluwialnymi rzeki Bug i jego lewobrzeżnymi dopływami oraz glacyanymi i fluwioglacjanymi osadami plejstocenu.

Jakość wód podziemnych, czwartorzędowego poziomu wodonośnego na obszarze arkuszy jest zróżnicowana, na co wpływają zarówno czynniki naturalne jak i antropopresyjne. Na znacznych obszarach zwierciadło wód podziemnych występuje stosunkowo płytko i w związku z tym zachodzi wysoka ewapotranspiracja, co ma znaczący wpływ na relacje pomiędzy wodami utworów trzeciorzędowych i kredowych, a w konsekwencji na ograniczenie wielkości zasilania utworów górnej kredy.

Poziom wodonośny związany z utworami trzeciorzędowymi jest praktycznie nierozpoznany, a dotychczasowe badania wskazują na brak w obrębie tych utworów horyzontów wodonośnych o znaczeniu regionalnym. Poziom ten jest mało zasobny w wodę, charakteryzuje się niskimi wydajnościami, najczęściej nie przekraczającymi kilkanaście m³/h (arkusze Kąkolewnica, Międzyrzec Podlaski).

Kredowy poziom wodonośny stanowią szczelinowe utwory kredy górnej wykształcone głównie w postaci kredy piszącej oraz w mniejszym stopniu, utworów marglistych i opok. Znaczące dopływy uzyskuje się przeważnie do głębokości około 100 m. Warunki hydrogeologiczne w obrębie równomiernie spękanego masywu często są zmienione w strefach zaburzonych tektonicznie (uskoki i towarzyszące im strefy rozluźnionego materiału skalnego). Poniżej głębokości 100 m występuje zjawisko zaciskania szczelin co powoduje, że od 200 m masyw staje się nieprzepuszczalny, izolując górnokredowy poziom wodonośny od niżej leżących poziomów: albskiego i jurajskiego.

Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wynoszą od kilku do 75 m³/h (Okuninka, arkusz Sobibór) przy depresji sięgającej do 40 m (Sobibór). Zwierciadło wody z poziomu kredowego ma charakter naporowy i stabilizuje się od kilku do 16 m p.p.t. Współczynniki filtracji obliczone na podstawie próbnych pompowań w otworach studziennych kształtują się w granicach 0,7–6,9 m/24h, a przewodność warstwy wodonośnej wynosi od 29 do 308 m²/24h. Pod względem chemicznym wody omawianego poziomu są najczęściej typu HCO₃–Ca, a sucha pozostałość waha się od 150 do 330 mg/dm³.

Poziom kredowy zasilany jest przeważnie w drodze bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych poprzez przepuszczalne utwory czwartorzędowe i lokalnie trzeciorzędowe. Złożona budowa geologiczna, niekiedy silnie zaburzone osady oraz znaczny w nich udział utworów półprzepuszczalnych sprawia, że przepływ zarówno poziomy jak i pionowy wód podziemnych jest w znacznym stopniu utrudniony. Na omawianym obszarze poziom górnokredowy

kredowy stanowi główny poziom użytkowy jednak jest on rozpoznany nielicznymi i nierównomiernie rozmieszczonymi otworami.

Charakterystyczną cechą Polesia jest występowanie licznych jezior, bagien, błot i torfowisk niejednokrotnie objętych ścisłą ochroną (np. Rezerwat Żółwie Błota, Trzy Jeziora, Magazyn). Rejony te są bezodpływowe i stanowią ważny element w bilansie wodnym badanego obszaru.

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, A. Szczepański i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 czerwca 2003 r.

Józef CHOWANIEC: Wybrane zagadnienia z hydrogeologii Karpat Zachodnich

W referacie przedstawiono charakterystykę hydrogeologiczną wód mineralnych związanych z serią węglanową karbonu dolnego, dewonu górnego i środkowego między Cieszynem a Bielsko-Białą. Badania prowadzono dla dokumentacji hydrogeologicznej zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i towarzyszących im lub występujących odrębnie wód potencjalnie leczniczych na obszarze Karpat i zapadliska przedkarpackiego, wykonanej w Przedsiębiorstwie Geologicznym S.A. w Krakowie przy współudziale Oddziału Karpackiego Państwowego Instytutu Geologicznego. W pracy wykorzystano rezultaty badań z licznych otworów wykonanych na tym obszarze przez Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo oraz Państwowy Instytut Geologiczny.

Serię węglanową karbonu dolnego, dewonu górnego i środkowego budują dolomity i wapienie z wkładkami margli i piaskowców o zmiennej miąższości od 0,0 do około 1000 m. Strop tej serii zalega najpłycej w okolicach Bielska-Białej, na głębokości około 800 m. Badania serii węglanowej przeprowadzone w zasięgu GZW w otworach: Maczki IG 1, Sosnowiec IG 1 i Goczałkowice IG 1 wskazują na szczelność i praktycznie nieprzepuszczalność tej serii. Wartości współczynników filtracji obliczone na podstawie rezultatów badań wykonanych w tych otworach wahają się od 10^{-8} do 10^{-10} m/s. Uzyskano niewielkie wydajności, rzędu 0,01–0,4 m³/h przy kilkusetmetrowych depresjach.

Seria węglanowa w północnej części obszaru przykryta jest na ogół klastycznymi utworami karbonu, a jedynie tylko w południowej części, występuje bezpośrednio pod nadkładem trzeciorzędu. W strefie występowania wychodni serii węglanowej na powierzchnię podmiocenską możliwy jest rozwój zjawisk krasowych. Zjawiska krasowe zaobserwowano w wielu otworach usytuowanych zarówno bezpośrednio w strefie wychodni (Kęty 3, Kęty 8), jak również w pewnej odległości od wychodni (Kozy MT-3, Bestwina IG 1 i inne). Na znaczną skalę zaobserwowano rozwój krasu w otworach w Ustroniu, gdzie ponad serią węglanową zalegają utwory klastyczne karbonu oraz serie fliszu zewnętrznokarpackiego.

Utwory węglanowe karbonu dolnego, dewonu górnego i środkowego tworzą zbiornik hydrogeologiczny, w którym występują wody związane z systemem szczelin, spękań i pustek krasowych w górotworze. Pomimo procesów diagenety, kompaktacji, rekrystalizacji i ceme-

ntacji, prowadzących do częściowego zaciśnięcia szczelin i pustek krasowych i tym samym do zmniejszenia przepuszczalności górotworu, to jednak seria węglanowa stanowi najbardziej zasobny poziom wodonośny na omawianym terenie. Poziom ten jest również najbardziej perspektywiczny pod kątem możliwości zastosowania głębokiego zatłaczania.

Trudny do określenia jest kierunek przepływu wód w poziomie węglanowym. Prawdopodobnie, powolny ruch wód odbywa się z SW na NE strefami uprzywilejowanymi, do których należą strefy dyslokacyjne i strefy skrasowiałe. Badania modelowe potwierdzają powyższą hipotezę. W oparciu o wyniki tych badań dokonano oceny zasobów dyspozycyjnych. Zasoby dyspozycyjne wód mineralnych omawianego poziomu wynoszą $600,0 \text{ m}^3/24\text{h}$ dla obszaru zasobowego o powierzchni 759 km^2 , rozciągającego się od Cieszyna przez Ustron do Bielska-Białej. Obliczony średni spadek hydrauliczny między obszarem zasilania (Morawy) a Ustroniem wynosi 0,00309, a między Ustroniem a obszarem drenażu od 0,00027 (rejon Dębника) do 0,00078 (rejon Siewierza). Generalnie, przepływ wód odbywa się przy niewielkich spadkach hydraulicznych, których wartość wzrasta dopiero w bezpośrednim sąsiedztwie ujęć wód mineralnych. Ich eksploatacja powoduje mało znaczące zmiany w układzie pola hydrodynamicznego. Najwyższe wartości depresji, spowodowane eksploatacją wód mineralnych w wysokości podanych powyżej zasobów dyspozycyjnych, obserwuje się w rejonie istniejących otworów. Depresje te wynoszą od 1,75 m w otworze Krasna 1 do 2,5 m w otworze Jaworze IG 2 i 4,2 m w otworze Ustron IG 3. Jak wykazały badania modelowe wykonane przez Szklarczyka, zasięg oddziaływania tych otworów będzie obejmował około 75% obszaru zasobowego.

Omawiany poziom wodonośny, pod względem hydrochemicznym najlepiej został rozpoznany w rejonie Ustronia. Badania hydrochemiczne wykazały, że solanki ustroniskie charakteryzują się mineralizacją ogólną w granicach od $112,43 \text{ g/dm}^3$ w otworze chłonnym C-1 (1999 r.) do $114,68 \text{ g/dm}^3$ w otworze Ustron IG 3 (2001 r.) i $121,76 \text{ g/dm}^3$ w otworze Ustron-3A (2001 r.). Wyższą mineralizację ogólną — $145,86 \text{ g/dm}^3$ (1980 r.), posiadają wody mineralne nawiercone w otworze Jaworze IG 2 z połączonych poziomów: trzeciorzędu i dewonu. Generalnie, są to wody chlorkowo-sodowo-wapniowe, żelaziste, bromkowe, jodkowe, borowe.

Jak wykazały badania wykonane przez Zuberę, wody mineralne omawianego poziomu są wodami infiltracyjnymi, pochodzącymi z bardzo gorącego klimatu. Pogląd ten jest zgodny z rezultatami badań innych autorów (np. Pałys, Dowgiałło), według których są to solanki wieku permskiego.

W dyskusji brali udział: P. Nescieruk, B. Olszewska, J. Skulich. A. Szczepański i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 czerwca 2003 r.

Andrzej SZYDŁO: Korelacja graficzna jako narzędzie badań biostratygraficznych

Biostratygrafia jest niezwykle użytecznym narzędziem badań w odszyfrowywaniu czasowych relacji i zależności oraz wieku badanych osadów. Biostratygraficzne wydarzenia za-

pisane w osadzie są zwykle odbiciem tych biologicznych czyli: pierwsze i ostatnie pojawienie się taksonów, które z kolei są unikatowe w skali lokalnej, regionalnej, czy nawet globalnej. Pojawienie się w basenie różnorodnych gatunków mikro-, czy makroorganizmów, a następnie ich migracja i rozprzestrzenienie, tworzą potencjalne horyzonty czasowe niezwykle przydatne w korelacji biostratygraficznej.

W konwencjonalnej biostratygrafii relacje czasowe pomiędzy przynajmniej dwoma profilami, czy odsłonięciami obrazuje się za pomocą licznych linii korelujących ze sobą równowiekowe biohoryzonty. Jednak jeśli tego typu technika zostanie zastosowana w korelacji większej ilości profili, które złożone są z osadów zawierających dodatkowo różnorodne skamieniałości to z reguły otrzymamy niezwykle złożony, niezbyt czytelny i często niekompatybilny zbiór danych obrazujących relacje czasowe pomiędzy porównywanymi osadami. Zwykle taki sposób korelacji dodatkowo komplikuje różnorodny stan zachowania i stopień zapisu w osadzie poszczególnych grup organizmów.

Przy dużej ilości, różnorodności, a także zmienności danych konieczne jest ich usystematyzowanie i zhierarchizowanie. Wówczas tradycyjne badania zastępuje się często nowymi półilościowymi i ilościowymi, które pozwalają na otrzymanie pełnego i przejrzystego schematu biostratygraficznego o zdecydowanie większej rozdzielczości wiekowej.

W tych badaniach wykorzystuje się dwie metody: deterministyczną i probabilistyczną. Pierwsza z nich (deterministyczna) dąży do uzyskania całkowitego lub maksymalnego zasięgu biostratygraficznego gatunku, natomiast druga (probabilistyczna) poszukuje najbardziej prawdopodobnego lub przybliżonego rozprzestrzenienia wiekowego taksonu.

Jakkolwiek obie metody, podobnie jak to jest w przypadku technik tradycyjnych, bazują na biohoryzontach to w ich modelowaniu najbardziej przydatne okazuje się podejście deterministyczne, które jest zdecydowanie prostsze w zastosowaniu i bardziej właściwe przy opracowywaniu tego typu danych. Uzyskany dzięki tej metodzie model biostratygraficzny eliminuje błędne dane, gdyż opiera się na szczegółowej i bogatej dokumentacji mikropaleontologicznej i w pełni odzwierciedla rzeczywisty zasięg mikroskamieniałości, a nie jest tylko przybliżonym (statystycznym) obrazem ich rozprzestrzenienia, który uśrednia wszystkie wyniki analiz, zarówno te błędne, jak i niekompletne (metoda probabilistyczna).

Najbardziej znaną wśród metod deterministycznych jest korelacja graficzna (Graphic Correlation). W graficznej korelacji do ukazania relacji czasowych w badanych osadach służy dwuwymiarowy wykres, gdzie do każdej z osi przypisane są poszczególne profile, odsłonięcia, czy przekroje tychże osadów. Umieszczenie pierwszego, czy też ostatniego pojawienia się markerowych taksonów w badanych osadzie jest równoznaczne z lokalizacją próbki, w której został zidentyfikowany po raz pierwszy, bądź ostatni. Uzyskuje się w ten sposób zbiór punktów o dwóch współrzędnych, przez który prowadzi się linię korelacyjną (Line of Correlation). Poprzez porównywanie danych mikropaleontologicznych z dwóch profili uzyskuje się jeden złożony profil (Composite Section). Dane mikropaleontologiczne z każdego następnego profilu przyczyniają się do powstania nowego sumarycznego profilu. Proces ten można kontynuować, aż do wyczerpania dostępnych źródeł danych. Powstaje w ten sposób modelowy profil badanych osadów na danym obszarze. Poprzez powtarzalność tego procesu można odtworzyć maksymalny zasięg gatunków oraz sprecyzować rzeczywiste rozprzestrzenienie badanej sukcesji w basenie.

Uzyskany rzeczywisty wiek osadów można odnieść do standardowych (wiarygodnych i pewnych) zasięgów przewodnich gatunków, a tym samym do skali czasowej. Lokalny zasięg konkretnego gatunku można porównać z jego rozprzestrzenieniem dla danego basenu, regionu, czy światowych standardów i wychwycić redepozycję skamieniałości. Korelacja graficzna obrazuje również relacje pomiędzy wydarzeniami biologicznymi i procesem sedymentacji w basenie. Interpretacja przebiegu linii korelującej wskazuje na zmiany tempa depozycji, luki sedymentacyjne, zaangażowanie tektoniczne.

Przedstawiona metoda pozwala na korelację nie tylko różnorodnego materiału kopalnego roślin i zwierząt, ale także szeregu danych z zakresu innych dziedzin geologii znalazły zastosowanie w światowej biostratygrafii i biochronologii. Jest ona akceptowana i wykorzystywana od niemal czterdziestu lat przez biostratygrafów pracujących w zagranicznych firmach naftowych oraz instytucjach rządowych i naukowych. Pierwsze opracowania oparte na korelacji graficznej zostały zapoczątkowane przez Shaw'a w celu stworzenia centrum informatycznego w Oklahoma. Powstałe w tym celu oprogramowanie (program *GraphCor*) zostało przystosowane przez firmę do gromadzenia i opracowywania różnorodnych danych geologicznych w stacjach terenowych (Hood, 1986–2001).

Wspomniane oprogramowanie zostało zakupione przez OK PIG w 2003 roku i na jego bazie jest realizowany temat kierowany przez autora streszczenia. Prowadzone badania zmierzają do stworzenia nowoczesnej dokumentacji biostratygraficznej osadów jednostki śląskiej polskich Karpat Zewnętrznych a także przeprowadzenia jednoznacznej i zgodnej ze światowymi standardami korelacji biostratygraficznej osadów w oparciu o schemat rozprzestrzenienia wiekowego i geograficznego wytypowanych grup organizmów.

W dyskusji brali udział: K. Żytko, J. Skulich i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 9 października 2003 r.

Małgorzata JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ, Leszek JANKOWSKI: Stratygrafia nanoplanktonowa górnokredowych margli węglowieckich jednostki podśląskiej

Jednostka podśląska w polskich Karpatach Zewnętrznych została wyróżniona przez M. Książkiewicza w 1951 roku na arkuszu Wadowice. Jest ona łączona lateralnie i korelowana na zachodzie z jednostką żdanicką na Morawach (Unrug, 1979; Eliaś, 1979; Słomka, 1995; Eliaś i Eliaśowa, 1995). Ku wschodowi za jednostkę podśląską uważa się strefę zwaną niekiedy węglowiecką, która rozciąga się od brzegu Karpat (okolice Brzeska) aż po okolice Leska, gdzie zanikają stanowiące jej wyznacznik margle węglowieckie a strefy tektonicznych nasunięć nie zostały wykartowane w masie warstw krośnieńskich wypełniających „centralną depresję karpacką”.

Profil strefy węglowieckiej różni się od profilu jednostki śląskiej jedynie wykształceniem osadów górnej kredy. Utwory starsze i eoceńsko-oligocenyjskie są podobne jak w seriach

sąsiednich. Zatem zmiana sedymentacji w kredzie górnej wyznacza czas wyodrębnienia się horstu węglowieckiego, który przestaje być wyindywidualizowaną strefą pokrywaną utworami marglistymi (strefą zwykle osiąganą w czasie higstandu) a ostateczne pogrzebanie tego wyniesienia następuje w oligocenie (ujednocenie basenu — facja menilitowo-krośnieńska).

W profilach jednostki podśląskiej występuje ogromna ilość margli o różnorodnych kolorach wyodrębnianych na mapach (np. Burtan, 1964; Burtan i Skoczylas-Ciszewska, 1964; Szymakowska i Żytko, 1965) jako margle szare, margle pstre itd. Prawdopodobnie margle te stanowiły pokrywę marglistą skłonu, o pierwotnie szarym lub zielonym kolorze zmienionym działaniem utleniających fluidów.

Czerwone margle górnokredowe są właściwe dla profilu jednostki podśląskiej a właściwie strefy węglowieckiej. Na terenie Węglówki jednostka podśląska (węglowiecka) ukazuje się w półoknie tektonicznym jednostki śląskiej.

Margle węglowieckie z odsłonięcia typowego w Węglówce zaliczono do zon CC 21 *Quadrum sissinghii* (wczesny górny kampan), oraz CC 22 *Quadrum trifidum* (późny górny kampan).

W badanych próbkach, w obrębie zony CC 22 *Quadrum trifidum* oznaczono bardzo charakterystyczny gatunek *P. copulatus*, który do tej pory był opisywany z mastrychtu Francji (Deflandre, 1959) oraz z szerokości geograficznych 30–40° na obu oceanach. Svabenicka (1995) opisuje go z kampanu jednostki żdanickiej. Do tej pory został on tylko oznaczony w obrębie margli węglowieckich w miejscu stratotypowym.

Margle węglowieckie z odsłonięcia w Bezmiechowej zaliczono do zon CC 25 *Arkhangelskiella cymbiformis* (górny mastrycht) oraz CC 26 *Nephrolithus frequens* (późny górny mastrycht).

Pozostałe, często ubogie próby zaliczono do zony CC 20 *Ceratolithoides aculeus* oraz CC 18 *Aspidolithus parvus* (obie reprezentujące kampan).

Margle z potoku Krzyworzeka (okno Wiśniowej) zaliczono do zony CC 18a *Aspidolithus parvus* — najniższa część dolnego kampanu.

Osady potoku Wujskie w Załużu, zaliczono do zon CC 20 *Ceratolithoides aculeus* (późny dolny kampan) oraz CC 22 *Quadrum trifidum* (późny górny kampan).

Gatunki oznaczone w marglach węglowieckich wykazują charakter nanoflory mieszanej borealno-tetydzkiej. Występują tu również nieliczne formy preferujące warunki płytkowodne, mórz epikontynentalnych. Mieszany (borealno-tetydzki) charakter mikroflory może sugerować występowanie połączenia między tymi strefami w górnej kredzie. Strefa węglowiecka reprezentowała być może wewnątrzbasenowe wyniesienie połączone ze strefą brzegową basenu.

W żadnym z badanych odsłonieć nie udało się udokumentować przejścia między kredą a trzeciorzędem.

Miejsce depozycji margli węglowieckich (odsłonięcia w Węglówce i na wschód od niej) zdaje się znajdować na wewnątrzbasenowym wyniesieniu basenu o morfologii horst-rów.

Depozycja utworów typu węglowieckiego jest najprawdopodobniej związana z ogólnie wysokim poziomem morza w basenie karpackim — pojawienie się marglistej sedymentacji na całym jego obszarze (stosunkowo mały udział klastyków) — charakter osadu, silna wapnistość, przeławicenia piaskowców nie noszących cech turbidytów i zespoły nanoplanktonu sugerują miejsce depozycji w strefie skłonu lub nawet szelfu horstu węglowieckiego.

Hiatusy czasowe zawarte w opróbowanych sekwencjach wynikają ze zmian poziomu morza i brakiem, bądź erozją osadów w przedziale górna kreda/eocen (brak dobrze udokumentowanej sekwencji paleoceńskiej). Sugerowana (Olszewska, 1997) kontynuacja sedymentacji pstrych utworów typu węglowieckiego aż po eocen (barton) jest kwestią nierozstrzygniętą. Próby do sporządzenia tabeli były pobierane punktowo (Olszewska, inf. ustna) w związku z tym brak jest udokumentowanego ciągłego przejścia utworów mastrychtu do paleocenu.

Jednorowska (1975), opisuje z terenów zachodnich Karpat facje pstrych iłołupków wapniстых związanych z facją mastrychtu typu Węglówki. Owo „związanie” nie określa pozycji litostratygraficznej badanych utworów a jedynie sugeruje powiązanie z facją węglowiecką ze wschodu na podstawie barwy i wapnistości osadu. Opisując utwory z rdzenia wiertniczego pisze iż „...warstwy mastrychtu występują w bezpośrednim sąsiedztwie warstw dolnego paleocenu...” — co nie oznacza, że są one w ciągłości sedymentacyjnej z osadami mastrychtu. W żadnym profilu nie uzyskano też ciągłego i pełnego, nie zaburzonego tektonicznie profilu paleocenu. Profil został złożony na podstawie zmian zespołów, co w żaden sposób nie udowadnia ciągłości i następstwa facji. W świetle obecnych badań stratygraficznych formy bentoniczne wymienione przez Jednorowską (1975) wskazują raczej na górny paleocen (Olszewska, inf. ustna) a z pracy nie wynika jednoznacznie czy zespół opisany jako paleoceński pochodzi z jednej próbki czy też są to formy zebrane z jakiegoś przedziału głębokościowego. Podobnie Huss (1957) opisując profile wgłębne okolic Węglówki, tylko w jednym otworze wyznacza dan (na podstawie zanikania form kredowych i masowego pojawiania globorotalii i globigeryn, mimo braku form przewodnich dla dolnego paleocenu). Zespół który wymienia, w świetle obecnych danych biostratygraficznych jest charakterystyczny dla górnego paleocenu-dolnego eocenu (Olszewska, 1996). Dotychczasowe dane oparte na otwornicach muszą ulec weryfikacji zgodnie z obecnymi standardami klasyfikacji. A wnioski na temat braku czy obecności ciągłego przejścia osadów mastrychtu w paleocen będzie można sformułować po przeprowadzeniu szczegółowych analiz porównawczych przy dużym udziale obserwacji litologicznych.

Na obecnym etapie badań, nanoplankton wapienny nie wskazuje aby taka ciągłość zachodziła, a najmłodsze oznaczone osady zaliczono do zony CC 26 — najwyższy mastrycht (Bezmiechowa) a potem występują dopiero utwory wyższego paleocenu i eocenu (nie były dokładnie klasyfikowane).

Najstarsze osady zaliczono do zony CC 18 (dolny kampan).

Utwory tzw. „facji węglowieckiej” to bardzo duża ilość materiału, którego szczegółowe opracowanie wymaga dłuższego czasu realizacji. Aktualne oznaczenia poziomów otwornicowych są dopiero w druku (E. Machaniec) i będą mogły być wykorzystane w celach porównawczych dopiero po ich opublikowaniu.

W dyskusji brali udział: B. Olszewska, R. Kopciowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 listopada 2003 r.

Józef CHOWANIEC, Krzysztof WITEK: Problemy ochrony wód leczniczych w Rymanowie Zdroju

Rymanów Zdrój (popularne uzdrowisko w Karpatach) usytuowany jest w dolinie rzeki Tabor na wschód od miejscowości uzdrowskiej Iwonicz Zdrój, około 4 km na S od szosy łączącej Krosno z Sanokiem. Początki uzdrowiska Rymanowa Zdroju sięgają 1873 roku, kiedy to ówczesny właściciel Rymanowa hr. Stanisław Potocki odkrył źródła mineralne w korycie potoku Tabor we wsi Posada Górna. Analizę chemiczną nowo odkrytych źródeł wykonał Tytus Sławik i prof. Wesselsky z Wiednia. W myśl zaleceń znanego wówczas balneologa prof. Bolesława Lutostańskiego ze Lwowa, istniejące wówczas 12 źródeł rozdzielono na trzy zdroje, dając im nazwy: „Tytus”, „Klaudia” i „Celestyna”. Podział ten zachował się do dzisiaj.

Omawiany obszar znany jest m.in., z współwystępowania wód słodkich i mineralnych na powierzchni lub płytko pod powierzchnią terenu, które wykorzystywane są do celów kuracji pitnej i zabiegów balneologicznych. Z uwagi na ewentualne istnienie zależności pomiędzy eksploatacją wód mineralnych w otworach Rymanów Zdrój 5 (Rymanów Zdrój IG 2) i Rymanów Zdrój 6 a mineralizacją wód w źródłach „Klaudia”, „Tytus” i „Celestyna”, zachodzi konieczność przeprowadzenia stosownych badań i wykonania dodatkowych prac terenowych. Prawdopodobne mieszanie się wód z poziomu I-go i III-go piaskowca ciężkowickiego (możliwe, że i z II-go piaskowca) podczas eksploatacji tych odwiertów, powoduje konieczność wykonania nowego otworu eksploatacyjnego, ujmującego tylko jeden poziom wodonośny (I-szy piaskowiec ciężkowicki). Ponadto, istotnym problemem jest, poszukiwanie nowych źródeł wód mineralnych o niższej mineralizacji w stosunku do wód eksploatowanych w wyżej wymienionych otworach dla celów konsumpcyjnych.

Omawiany teren budują utwory jednostki śląskiej. Od południa, w skład serii śląskiej wchodzi: warstwy krośnieńskie dolne wykształcone w postaci piaskowców i łupków (oligocen) i warstwy menilitowe reprezentowane przez łupki, piaskowce, rogowce i margle (oligocen). W kierunku północnym pojawiają się warstwy hieroglifowe wykształcone głównie jako łupki pstry i piaskowce cienkoławicowe z wkładkami gruboławicowych piaskowców globigerynowych (eocen). Najstarszymi utworami występującymi na powierzchni w tym rejonie są piaskowce ciężkowickie z wkładkami łupków pstrych (eocen). Wydzielono tutaj cztery poziomy piaskowców ciężkowickich (2 z nich znane są tylko na powierzchni — poziom I i II) oraz cztery poziomy łupków pstrych. Wyżej wymienione serie skalne należą do struktury tektonicznej zwanej fałdem Iwonicza Zdroju–Rudawki Rymanowskiej. Na jego przedpolu występują piaskowce i łupki należące do warstw krośnieńskich (nie rozdzielonych). Wzdłuż rzeki Tabor przebiega dyslokacja nieciągła, której istnienie na powierzchni maskują utwory czwartorzędowe.

Wody mineralne występujące w okolicach Rymanowa Zdroju charakteryzują się zawartością CO_2 — od 1102 mg/dm^3 (źródło „Tytus”) do 1276 mg/dm^3 (źródło „Celestyna”). Migrujący z głębi ziemi, niezależny od wody, dwutlenek węgla nasyca wody infiltrujące, powodując powstanie wód mineralnych typu szczaw. Źródła wód mineralnych „Tytus”, „Klaudia”, i „Celestyna” wypływają ze stropu II-go piaskowca ciężkowickiego. Woda ze źródeł wykorzystywana jest w Zakładzie Przyrodolecznictwa oraz pijalni. Są to wody od-

powiednio: 0,87% $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, Br, J, HBO_2 , CO_2 („Tytus”); 0,85% $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, Br, J, HBO_2 , CO_2 („Klaudia”); 0,89% $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, Br, J, HBO_2 , CO_2 („Celestyna”). Zasoby eksploatacyjne zatwierdzone w kat. A dla źródeł „Tytus” i „Klaudia” wynoszą odpowiednio: 0,065 i 0,098 m^3/h .

Na terenie Uzdrawiska Rymanów Zdrój istnieje 5 otworów hydrogeologicznych ujmujących wody lecznicze, zaś szósty (Rymanów Zdrój 3) zlikwidowano zgodnie z sugestią prof. S. Wdowiarza ze względu na jego ewentualny wpływ na źródła „Tytus”, „Klaudia” i „Celestyna”. Otwór Rymanów Zdrój 5 (pierwotna nazwa — Rymanów Zdrój IG 2) został wykonany w 1977 roku do głębokości 562,0 m. Ujęto w nim osobno wody z I-go i III-go piaskowca ciężkowickiego. Zatwierdzone dla niego zasoby eksploatacyjne w kat. B wynoszą odpowiednio: 2 i 6 m^3/h na samowypływach a wodę określono jako: 0,12% $\text{HCO}_3\text{-Na}$, HBO_2 z I-go piaskowca ciężkowickiego i 0,66% $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, HBO_2 z III-go piaskowca ciężkowickiego. Woda wykorzystywana jest na potrzeby ZPL Sanatorium „Zimowit”. Otwór Rymanów Zdrój 6 o końcowej głębokości 250,0 m odwiercono w 1981 roku w odległości ok. 30,0 m od otworu RZ-5. Ujęto nim poziom wodonośny I-go piaskowca ciężkowickiego i zatwierdzono na samowypływie zasoby eksploatacyjne w kat. B w ilości 8,0 m^3/h . Woda typu $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, F, HBO_2 posiada mineralizację 1,7 g/dm^3 . Po upływie kilkunastu lat, mineralizacja eksploatawanej wody wzrosła do 3,5 g/dm^3 . Otwór eksploatowany jest dla potrzeb Rozlewni Wód Mineralnych w Desznie. Odwierty Rymanów Zdrój 5 i Rymanów Zdrój 6 zlokalizowane są na lewym tarasie rzeki Tabor u podnóża wzniesienia Mogiła (606,00 m n.p.m.).

Strefa zasilania źródeł, jak wynika z przesłanek geologicznych i badań izotopowych wód, rozciąga się na wschód i południowy-wschód od źródeł „Celestyna”, „Tytus” i „Klaudia”. Bardzo skomplikowana budowa geologiczno-tektoniczna, nie znane do końca drogi krążenia wód mineralnych powodują, iż nie można z całą stanowczością wykluczyć wpływu eksploatacji otworów RZ-5 i RZ-6 na wydajność przedmiotowych źródeł. Faktem natomiast jest generalny spadek wydajności przedmiotowych źródeł w okresie ich wieloletniej eksploatacji. Na uwagę zasługuje stabilność składu fizykochemicznego wód w źródłach na przestrzeni ostatniego dziesięciolecia. O trwałości składu chemicznego opisywanych źródeł na przestrzeni siedemdziesięciu lat (1880–1950) pisał dr M. Dominikiewicz.

Po odwierceniu otworu RZ-6, mineralizacja wód z poziomu I-szego piaskowca ciężkowickiego wynosiła 1,7 g/dm^3 a woda była typu $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$. Obecnie woda posiada mineralizację 3,7 g/dm^3 i jest typu $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$. Jak z powyższego wynika, nastąpił znaczący wzrost mineralizacji (z 1,7 do 3,7 g/dm^3) oraz zmiana typu wody (z $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ na $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$). Mogło to nastąpić w wyniku mieszania się wód z poziomu I-go i II-go piaskowca ciężkowickiego w tym odwiercie lub poziomu I-go piaskowca ciężkowickiego w odwiercie RZ-6 z poziomem III-go piaskowca w otworze RZ-5, na skutek istnienia strefy dyslokacyjnej. Wpływ eksploatacji odwiertów Rymanów Zdrój 5 i Rymanów Zdrój 6 zauważono już podczas prowadzenia próbnego pompowania otworu RZ-6 po jego odwierceniu. W związku z tym wydaje się koniecznym odwiercenie nowego odwiertu, który ujmowałby wody tylko z pierwszego piaskowca ciężkowickiego. Po jego wykonaniu należy zlikwidować otwór RZ-6.

W otworze RZ-5 eksploatowano początkowo wodę z poziomu I-go piaskowca ciężkowickiego o mineralizacji 0,12% typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$. Do eksploatacji przystosowany był również

poziom III-go piaskowca ciężkowickiego (0,66% $\text{HCO}_3\text{--Cl--Na}$). W chwili obecnej eksploatowany jest poziom III-go piaskowca ciężkowickiego.

W dyskusji brali udział: R. Kopciowski, D. Poprawa i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 listopada 2003 r.

Paweł MARCINIEC, Wojciech GRANOSZEWSKI, Ewa STWORZEWICZ, Ziemowit ZIMNAL: **Utwory jeziorne na południe od Świlczy (Pogórze Dynowskie)**

Podczas badań terenowych przeprowadzonych w ramach realizacji arkusza Głogów Małopolski (981) (*Szczegółowa mapa geologiczna Polski* w skali 1:50 000) w północnej części Pogórza Dynowskiego (Karpaty Zachodnie) stwierdzono występowanie osadów jeziornych. Profil Świlcza-Chałupki położony jest około 7 km na WNW od Rzeszowa i około 1 km na S od drogi krajowej nr 4 (E-22). Osady jeziorne odślaniają się na odcinku około 800 m w kilku miejscach w obrębie skarpy, ciągnącej się wzdłuż potoku Wężówka, przepływającego przez miejscowość Świlcza (przysiółek Chałupki). Współrzędne geograficzne badanego profilu: 50°03'48,4" N i 21°54'06,9" E, rzędna stropu profilu wynosi 230,7 m n.p.m.

Odślonięcie w Świlczy-Chałupkach obejmuje profil osadów czwartorzędowych o miąższości 3,2 m. W dolnej części (3,20–2,12 m) występuje kreda jeziorna z domieszką mułków wapnistych. Utwór ten posiada brązowe zabarwienie, a w jego spągu występuje poziom żelazienia. Powyżej (2,12–1,21 m) zalega kreda jeziorna barwy szarej lub ciemnoszarej z cienkimi (około 1 mm) czarnymi przewarstwieniami. Górną część profilu (1,21–0,60 m) stanowi kreda jeziorna barwy białej i jasnoszarej, o strukturze ziarnistej lub włóknistej, miękka, porowata. Całość przykryta jest cienką warstwą mułków deluwialnych barwy brązowej.

Opisane powyżej osady jeziorne zostały zbadane metodą analizy palinologicznej. Ponadto, została wykonana analiza malakofauny.

Diagram pyłkowy uzyskany dla utworów zalegających na głębokości 3,20–2,10 m przedstawia zapis roślinności krajobrazu otwartego (wartości pyłku drzew wynoszą średnio około 50%). W czasie odkładania się tego osadu, w okolicy Świlczy-Chałupki rozwijały się zbiorowiska w typie laso-tundry z sosną zwyczajną (*Pinus sylvestris*) oraz modrzewiem (*Larix*). Nie wielkie udziały pyłku *Pinus cembra* oraz *Picea* świadczą o występowaniu limby oraz świerka (Środoń, 1990; Harmata, 1995) w stosunkowo niedalekiej odległości od zbiornika. W zbiorowiskach tundrowych występowały: brzoza karłowata (*Betula nana*), malina moroszka (*Rubus chamaemorus*) oraz skalnice (*Saxifraga*). Siedliska bardziej suche, zajmowała roślinność o charakterze stepowym (*Artemisia*, Poaceae, Chenopodiaceae, *Helianthemum*, *Ephedra*). Od głębokości 2,10 m do stropu osady nie zawierają sporomorf.

Porównanie badanej sukcesji pyłkowej z sukcesją ze Świlczy (Mamakowa, 1962), oddalonej od stanowiska w Świlczy-Chałupkach ok. 3 km na północ, można wnosić, że wiek

badanych osadów (poniżej głębokości 2,1 m) odpowiada najprawdopodobniej interstadiałowi Allerød oraz schyłkowi okresu poprzedzającego ten interstadiał.

Musze mięczaków zostały znalezione niemal w całym badanym profilu, z wyjątkiem jego najniższej części (3,20–3,00 m). W odsłonięciu wyraźnie zaznacza się poziom na głębokości 2,40–1,90 m, gdzie malakofauna jest liczniej reprezentowana i na jej podstawie można pokusić się o wyciągnięcie wniosków paleoekologicznych i paleoklimatycznych. W pozostałych poziomach mięczaki występowały nielicznie, często w postaci nieoznaczalnych fragmentów muszli. Ogółem zidentyfikowano 15 taksonów ślimaków naziemnych, 4 taksony ślimaków słodkowodnych i 2 gatunki małżów. Charakterystyczną cechą malakofauny z poziomu 2,40–1,90 m jest obecność stosunkowo licznych muszli zimnolubnych poczwarówek *Vertigo genesii* i *V. geyeri*, co wskazuje, że osady te gromadziły się w warunkach zimnego klimatu oraz, że środowisko było wilgotne, a nawet podmokłe. Obydwa wspomniane ślimaki zaliczane są do gatunków typowych dla schyłku glacjału. Obok nich liczniej występują jeszcze dwa gatunki środowisk otwartych: *Vallonia pulchella* i *Pupilla muscorum*. Natomiast w górnej części profilu (na głębokości 1,90–0,50 m) malakofauna jest mniej liczna, ale dość urozmaicona. Zimnolubne gatunki zanikają, a pojawiają się inne ślimaki wilgociolubne (*Vertigo antivertigo*), mezofilne (*Nesovitrea hammonis*, *Cochlicopa lubrica*) oraz zamieszkujące okresowe zbiorniki wodne (*Lymnaea truncatula*). Powstanie tego osadu związane jest już z holocenem.

W dyskusji brali udział: M. Krapiec, B. Olszewska, W. Rączkowski i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 listopada 2003 r.

Piotr FREIWALD: Problemy rekultywacji terenów po likwidowanych kopalniach siarki, a środowisko naturalne

Drastyczny spadek cen na rynkach międzynarodowych zanotowany na początku lat 90-tych XX w., spowodował ograniczenie wydobycia siarki w Polsce, przy bardzo dużej redukcji zatrudnienia i likwidacji nierentownych kopalń siarki oraz zbędnego majątku produkcyjnego. Trudną sytuację ekonomiczną komplikowała konieczność prowadzenia kosztownej rekultywacji terenów zdegradowanych działalnością wydobywczą.

Intensywne wydobywanie siarki doprowadziło do degradacji środowiska naturalnego na niespotykaną w Polsce skalę. Ujemny wpływ eksploatacji siarki na środowisko naturalne przejawia się w jego licznych przekształceniach. Zmiany te obejmują powierzchnię terenu, krajobraz, degradację gleb i szaty roślinnej, zaburzenia stosunków wodnych, zmiany chemizmu wód podziemnych i powierzchniowych oraz emisje szkodliwych pyłów i gazów do atmosfery. Rodzaj i skala tych zmian determinują kierunki rekultywacji zdegradowanych elementów środowiska naturalnego.

Rekultywacja Kopalni Siarki „Piaseczno”

KS „Piaseczno” eksploatowała rudę siarki rodzimej w latach 1961–1971. Po zakończeniu eksploatacji pozostały: wyrobisko o powierzchni około 160 ha i głębokości 40 m, w dniu którego utworzył się zbiornik wodny o powierzchni 80 ha, zwałowisko wewnętrzne o powierzchni 120 ha i wysokości 25 m, zwałowisko zewnętrzne o powierzchni 110 ha, zwałowisko około 5,6 mln Mg piasków szklarskich na powierzchni około 22 ha usypane na zwałowisku wewnętrznym.

Dla KS „Piaseczno” przewidziany był leśny kierunek rekultywacji. Zwałowisko zewnętrzne jest w całości zrehabilitowane, a efektem jest teren w pełni biologicznie czynny.

W 1996 r. opracowano koncepcję równoczesnej likwidacji wyrobisk „Machów” i „Piaseczno”, polegającą na czasowym i technologicznym skojarzeniu likwidacji obu tych wyrobisk. Dla obydwu odkrywek przyjęto wodny kierunek rekultywacji.

Najważniejszym zadaniem pozostaje wykonanie warstwy izolującej czwartorzędowe piętro wodonośne od trzeciorzędowego. Projekt zakłada wypełnienie dna wyrobiska uszczelniającym tworzywem iłowo-alkalicznym. Warstwa ta powinna wypełniać wyrobisko co najmniej do spągu iłów krakowieckich. Końcowym etapem prac rekultywacyjnych będzie samoczynne napełnianie przygotowanego zbiornika wodami z czwartorzędowego piętra wodonośnego.

Rekultywacja Kopalni Siarki „Machów”

Eksploatację siarki rodzimej w KS „Machów” prowadzono w latach 1969–1992.

Dla wyrobiska końcowego ustalony został wodny kierunek rekultywacji o charakterze rekreacyjnym, a dla zwałowiska wewnętrznego i obrzeży wyrobiska ustalono leśny kierunek rekultywacji. Zasadniczym celem prac likwidacyjnych, jest wykonanie poziomej izolacji pomiędzy wodonośnym piętrzem czwartorzędowym i trzeciorzędowym. Utworzenie nieprzepuszczalnej warstwy wynika z potrzeby eliminacji bezpośredniego kontaktu wód złożowych o dużej zawartości H_2S (do 300 mg/dm^3) z wodami powierzchniowymi przyszłego zbiornika rekreacyjnego. Końcowa, projektowana powierzchnia zbiornika wyniesie 450 ha.

Dla zwałowiska zewnętrznego, zaproponowano rolno-leśny kierunek rekultywacji. W kierunku leśnym zagospodarowano 364 ha gruntów, a w kierunku rolnym 496 ha. Można spodziewać się, że w przyszłości będzie to obiekt o charakterze rekreacyjno-użytkowym.

Kierunek rekultywacji osadnika odpadów poflotacyjnych „Cygany” określony został jako wodno-zadrzewieniowo-rolny. Końcowym efektem ekologicznym będzie przekształcenie terenu całkowicie zdegradowanego w duży kompleks terenów zielonych o powierzchni 264 ha ze zbiornikiem wodnym.

Rekultywacja terenu po składowisku odpadów porafinacyjnych siarki tzw. „keku” polegała na nawiezieniu humusu oraz obsianiu całego terenu odpowiednio dobranymi mieszankami traw. Końcowym efektem ekologicznym będzie uzyskanie 42 ha powierzchni biologicznie czynnej — łąk i terenów zadrzewionych.

Dla obszaru kłarownika wód złożowych ustalono parkowo-łukowy kierunek rekultywacji z zadrzewieniami i zielenią niską o charakterze krajobrazowo-ochronnym. Końcowym efektem ekologicznym będzie uzyskanie 13 ha (łąki i zadrzewienia) terenu biologicznie czynnego.

Rekultywacja Kopalni Siarki „Jeziórko”

W połowie lat 70-tych ubiegłego wieku na terenie złoża „Jeziórko” przyjęto rolny kierunek rekultywacji. Proces ten polegał na neutralizacji kwaśnego odczynu gleby na terenach

poeksploatacyjnych z wykorzystaniem odpadów poflotacyjnych z KS „Machów”. W związku z zaniechaniem wydobywania w KS „Machów” i zaprzestaniem wytwarzania wapna poflotacyjnego, a także małym zainteresowaniem rolników do wykorzystywania odtworzonych użytków rolnych, opracowano projekt mieszanego kierunku rekultywacji (leśno-wodno-łąkowo-rolny). Łącznie zrehabilitowano obszar o powierzchni ponad 1300 ha.

Rekultywacja Kopalni Siarki „Grzybów”

Powierzchnia terenów przemysłowych o zróżnicowanym stopniu degradacji w wyłącznej z eksploatacji kopalni otworowej „Grzybów” wynosi około 800 ha. Część tych terenów w latach 90-tych XX w. poddawana była zabiegom wapnowania. Obecnie obszary te wykorzystywane są rolniczo i nie wymagają żadnych prac rekultywacyjnych. Na pozostałych terenach, o wyższym stopniu degradacji (pola eksploatacyjne i przyległe strefy, tereny po likwidacji zabudowy przemysłowej), przyjęto leśny kierunek rekultywacji. Zabiegi te wykonywane są na powierzchni około 550 ha.

Niektóre pola eksploatacyjne wykazują tak dużą dewastację i degradację chemiczną, wykluczającą docelowe rolnicze zagospodarowanie tych terenów.

Rekultywacja Kopalni Siarki „Basznia”

W Kopalni Siarki „Basznia”, trudny z technologicznego punktu widzenia proces rekultywacji, dodatkowo komplikuje sytuacja formalno-prawna kopalni. Użytkownik kopalni po zakończeniu wydobywania siarki nie wykonał rekultywacji pola górniczego ani nie dopełnił obowiązku likwidacji i zabezpieczeń ujęcia wód powierzchniowych na rzece Smolince oraz ujęcia wód podziemnych. Ponadto pozostawił bez konserwacji urządzenia odwadniające pole eksploatacyjne oraz obiekty zaplecza technicznego i urządzenia usytuowane na polu eksploatacyjnym.

Wykonane ekspertyzy wykazały, że istnieje prawdopodobieństwo samoistnego wypływu wód złożowych zawierających siarkowodór z nieszczelnych instalacji eksploatacyjnych. Wszelkie wycieki i sączenia z otworów oraz wymianę skorodowanych i uszkodzonych instalacji przy otworach eksploatacyjnych prowadzi się na bieżąco. Do tej pory z terenu składowiska usunięto zwałowiska zanieczyszczonej siarki. Na terenie kopalni zgromadzono wapno poflotacyjne, które zostanie zastosowane przy rekultywacji gruntów pogórnich zanieczyszczonych siarką.

Rekultywacja i zagospodarowanie wyrobisk oraz terenów poeksploatacyjnych leżą w obowiązku przedsiębiorcy górniczego, który kończy działalność górniczą bądź to z powodu wyczerpania zasobów kopaliny, bądź z przyczyn ekonomicznych. Procesy te są przedsięwzięciem złożonym i kosztownym.

Likwidacja kopalń oraz rekultywacja terenów eksploatacyjnych odbywa się w trudnej sytuacji ekonomicznej przedsiębiorstw wydobywczych, wywołując konflikty społeczne. Są to trudne przedsięwzięcia ze względu na kumulację i duży zakres prac oraz zagrożenia ekologiczne, jakie wystąpiłyby w przypadku niezabezpieczenia wyrobisk i terenów poeksploatacyjnych. Proces likwidacji wyrobisk i pól eksploatacyjnych wymaga prowadzenia badań monitoringowych wód podziemnych i powierzchniowych, powietrza, gleb i roślin.

W dyskusji brali udział: B. Bąk, W. Ryłko, P. Marciniak i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 27 listopada 2003 r.

ODDZIAŁ GEOLOGII MORZA

Ryszard WYRWICKI: **Mineralizacja wód holocenijskiej kredy jeziornej**

Holocenijskie osady wapienne, nieskonsolidowane, nazywane są kredą jeziorną. Tak rozumiana kreda jeziorna w badaniach naukowych i na potrzeby dokumentowania złóż, traktowana była jako bezwodna. Do suchej masy odnoszono m.in. skład chemiczny i mineralny, a nawet niektóre właściwości geologiczno-inżynierskie.

W rzeczywistości holocenijska kreda jeziorna jest żelem składającym się ogólnie biorąc, po połowie z wody i części stałych. Części stałe to głównie kalcyt i podrzędnie fitogeniczna substancja organiczna. Część płynna, która w kredzie stanowi przeciętnie 54%, a w gytii wapiennej 61% wagowych, jest wielojonowym roztworem wody. Woda jest zmineralizowana w różnym stopniu — odpowiadającemu wodom ultra słodkim, przez słonawe do słonych. Rzeczą znamieną jest, że mineralizacja wody nawet w granicach jednego złoża, wyróżnia się znaczną anizotropią.

Głównymi jonami mineralizującymi są: SO_4^{2-} i Ca^{2+} . Stanowią one (według pomiarów Żurek-Pysz) 72–87% mineralizujących składników. Wody te można zakwalifikować do siarczanowo-wapniowych. W kilku przypadkach, w dokumentacjach złóż, odnotowano wyraźnie podwyższoną zawartość chloru, od 0,1 do 0,5% suchej masy. Sugeruje to, uwzględniając zawartość wody w kredzie, że jej mineralizacja wynosi 1–8 g NaCl/dm³.

Przedmiotem referowanych studiów była siarczanowo-wapniowa mineralizacja wód w złożach kredy jeziornej: Mołstowo i Rusinowo, położonych w dolinie rzeki Mołstowej (na zachód od Świdwina, w województwie zachodniopomorskim).

Analiza 66 próbek osadu naturalnej wilgotności ze złoża Mołstowo wykazała, że zawartość wody wynosi 22,8–77,1%, średnio 55,5%, a jej mineralizacja przez SO_4^{2-} i Ca^{2+} w warstwach i pojedynczych próbkach waha się od 0,00 do 9,2 m, w całych profilach wynosi 0,12–4,1 a średnioważona w złożu wynosi 1,44 g/dm³. Osadów wapiennych z wodą słodką (< 1 g/dm³) jest 66%, z wodą słonawą (1–5 g/dm³) — 29% i z wodą słoną (> 5 g/dm³) — 5%.

Analiza 40 analogicznych próbek ze złoża Rusinowo wykazała zawartość wody 26,6–77,9% średnio 49,5% jej mineralizację w warstwach i pojedynczych próbkach:

0,00–11,4, w całych profilach 1,4–7,3, a średnioważona w złożu wynosi 5,17 g/dm³. Zaledwie 6% próbek osadów wapiennych zawiera wodę słodką. Wodę słoną stwierdzono w 44% próbek, a wodę słoną aż w 50%.

Wyżej opisane złoża zlokalizowane są blisko siebie, z tym że złożo Rusinowo znajduje się bliżej plejstocénskich osadów klastycznych, które mogą stanowić źródło alimentacji wapnia jak również siarki.

Należy dodać, że analiza domniemanej mineralizacji wody z 34 przebadanych innych złóż (na podstawie zawartości SO₃ w suchej masie kopaliny), wskazuje na obecność 20% osadów z wodą słodką, 63% z wodą słoną i 27% z wodą słoną.

Siarczanowa mineralizacja wód wapiennych żelu oraz jej duża anizotropia jest zdaniem autora, rezultatem posedymentacyjnych przemian geochemicznych substancji organicznej, zarówno fito- jak i nader obfitej zoogenicznej; a także trwającej do dziś diagenezy osadu.

W dyskusji brali udział: D. Trokiewicz, J. Zachowicz, A. Tomczak, R. Pikies, U. Żurek-Pysz, L. Jurys i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 14 stycznia 2003 r.

Ewa PRUSSAK: **Wody podziemne Mierzei Wiślanej**

Referat jest efektem prac nad arkuszami MhP w skali 1:50 000, obejmującymi Mierzeję Wiślaną oraz nad dokumentacją zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych Żuław Wiślanych i Mierzei Wiślanej.

Tematem referatu są wody podziemne wschodniej części polskiego fragmentu Mierzei Wiślanej, od Kątów Rybackich do granicy państwa, która obejmuje pas lądu o szerokości około 500–2000 m, rozdzielający wody Zalewu Wiślanego i Zatoki Gdańskiej (Fig. 1). Dominującą formą morfologiczną są wydmy, na ogół nie przekraczające wysokości 30 m n.p.m.

Obszar Mierzei w zasadzie pozbawiony jest śladów odpływu powierzchniowego. Elementami sieci hydrograficznej są jedynie niewielkie zbiorniki wodne, podmokłości w obniżeniach międzywydmowych, wypełnionych namułami i torfami oraz rowy melioracyjne.

Od południa z Mierzeją kontaktuje się Zalew Wiślany, którego maksymalna głębokość wynosi około 5 m. Zalew zasilany jest od południa przez szereg niewielkich rzek, natomiast od północy wlewami morskimi. Zasolenie wód Zalewu, znacznie niższe niż wód Zatoki Gdańskiej, jest zmienne; w latach 1951–1970 wahało się od 0,85 do 3,34‰, podczas, gdy w Zatoce Gdańskiej wynosiło 7–7,5‰.

Podłożem kenozoiku na Mierzei są osady kredy górnej, nawiercone w Krynicy Morskiej na głębokości około 111 m. Są to margle piaszczyste z glaukonitem, krzemieniami i wkładkami gez, na których lokalnie zalegają nie rozdzielone osady trzeciorzędowe takie jak margle i iły, miąższości do około 40 m. W profilu osadów czwartorzędowych najniżej leży kompleks warstw glacialnych, fluwioglacialnych i zastoiskowych miąższości od 50 do 70 m. Wyżej zalegają utwory interglacialne eemu, lokalnie osady fluwioglacialne zlodowacenia wisły

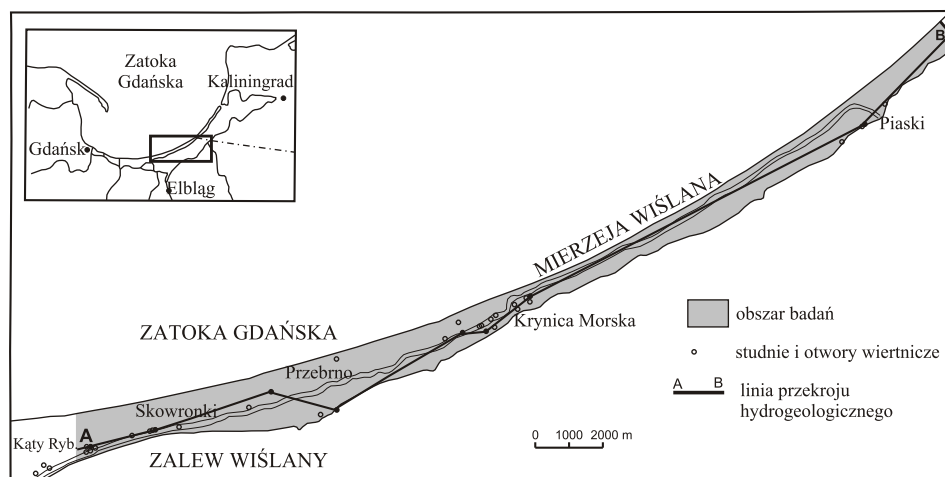


Fig. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań

oraz na całej powierzchni Mierzei, holocenne utwory rzeczne i morskie. Cała ta seria zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych o miąższości od 40 do 60 m, rozdzielonych nieciągłą warstwą mętów, torfów i ilów miąższości około 5 m. Piaski w partiach stropowych przekształcone są przez procesy eoliczne w wały wydmy. Całkowita miąższość osadów czwartorzędowych wynosi około 110 m.

Na Mierzei Wiślanej stwierdzono występowanie wody w dwóch piętrach wodonośnych: czwartorzędowym i trzaskowym. Wody piętra czwartorzędowego wykorzystywane są jako wody pitne. Wody piętra trzaskowego są wysoko zmineralizowanymi solankami.

Wody poziomu plejstoceno-holocennego są jedynym źródłem zaopatrzenia ludności w wodę pitną. Osadami wodonośnymi są tu piaski drobno- i średnioziarniste, lokalnie rozdzielone piaskami pylastymi, mułkowymi, mułkami, namułami i torfami (Fig. 2). Zasilanie poziomu wodonośnego odbywa się wyłącznie poprzez infiltrację opadów atmosferycznych. Zgromadzone w tej strukturze zasoby wodne są ograniczone, gdyż podlegają drenażowi przez Zatokę Gdańską i Zalew Wiślan.

Położenie Mierzei pomiędzy akwenami wód zasolonych powoduje, że wody podziemne Mierzei występują w formie soczewy wód słodkich. Taki układ wód słonych i słodkich jest bardzo wrażliwy na nadmierną eksploatację wód słodkich. Przekroczenie poboru wody ponad wielkość zasilania, spowoduje zachwianie równowagi panującej między tymi dwoma mediami, co może uruchomić boczny dopływ do warstwy wodonośnej wód zasolonych, od strony Zatoki Gdańskiej lub Zalewu Wiślanego.

W plejstoceno-holocennym poziomie wodonośnym zwierciadło wody jest swobodne lub lokalnie napięte przez warstwę namułów. Poziom wodonośny charakteryzują następujące wartości podstawowych parametrów hydrogeologicznych: strop warstwy wodonośnej występuje na rzędnej około 1 m n.p.m., miąższość w przedziale od 20 do ponad 40 m, przewodność średnio 180 m²/24 h., wydajność potencjalna studni jest ograniczona do 30 m³/h z możliwością iniekcji wód słonych do warstwy wodonośnej; zasilanie infiltracyjne oszacowano na około 500 m³/h.

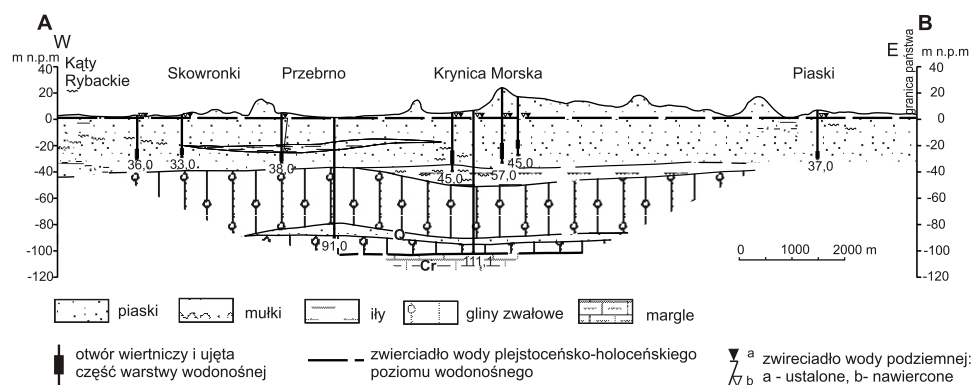


Fig. 2. Przekrój hydrogeologiczny A–B

Q — czwartorzęd, Cr — kreda

Triasowe piętro wodonośne przebadano w jednym otworze Krynica Morska IG 1. Zawodnione są drobno- i średnioziarniste piaskowce środkowego pstrego piaskowca, występujące na głębokości 854–894 m. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi około 40 m. Zwierciadło wody jest napięte, stabilizuje się 40 m nad powierzchnią terenu. Jest to znacznie wyżej od powierzchni zwierciadła wody poziomu czwartorzędowego, co sprzyja ascenzji solanki z utworów triasowych do wyżej ległych czwartorzędowych. Jednak przeciwdziała temu znaczna miąższość kompleksu utworów izolujących oba poziomy. Z otworu uzyskano na samowypływie wydajności $Q = 44,7 \text{ m}^3/\text{h}$ przy depresji $S = 39 \text{ m}$. Wody piętra triasowego w Krynicy Morskiej uznane zostały za wody pochodzenia relikтового i są wodami termalnymi, o temperaturze na wypływie 241°C .

Z wyjątkiem podwyższonych zawartości żelaza, manganu i niekiedy amoniaku, wody te pod względem fizykochemicznym odpowiadają wymaganiom ustalonym dla wód pitnych. Są to wody średniej jakości i ze względu na podwyższone ilości związków żelaza i manganu wymagają prostego uzdatniania. Brak izolacji warstwy wodonośnej od powierzchni terenu powoduje, że są one narażone na zanieczyszczenia pochodzenia antropogenicznego. Lokalnie, w rejonie Kątów Rybackich, Przebrna i Krynicy Morskiej wody wykazują zanieczyszczenie najprawdopodobniej pochodzenia antropogenicznego. Świadczą o tym obserwowane podwyższone zawartości azotanów, amoniaku i siarczanów.

Wody triasowego piętra wodonośnego są zmineralizowane, typ wody określony został jako chlorkowo-sodowo-bromkowy, jodkowy i radonowy. Mineralizacja wody wynosi $38,1 \text{ g/dm}^3$ i jest zbliżona do poziomu zasolenia otwartych wód oceanicznych. Aktualnie otwór, którym są ujmowane nie nadaje się do eksploatacji ze względu na jego zły stan techniczny.

Plejstoceno-holoceno poziom wodonośny eksploatowany jest głównie ujęciami komunalnymi, skupionymi na niewielkim obszarze w Krynicy Morskiej, Kątach Rybackich i Piaskach. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne na Mierzei wynoszą około $410 \text{ m}^3/\text{h}$ (9816

m³/24 h), wydano pozwolenia wodno-prawne na pobór wód podziemnych w ilości około 50% zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych, średni pobór w 1998 roku wynosił około 10% zatwierdzonych zasobów.

W wyniku modelowania matematycznego oceniono, że wielkość zasilania infiltracyjnego na obszarze Mierzei od Kątów Rybackich do Piasków liczącym 35 km² wynosi 11 700 m³/24 h, a wielkość zasobów dyspozycyjnych, możliwych do pobrania bez naruszenia delikatnej równowagi hydrochemicznej, oceniono na około 70% tej wartości, tj. 8200 m³/24 h. Zasoby te zostały zatwierdzone decyzją KDH w 2001 roku.

Wielkość obliczonych w wyniku modelowania zasobów dyspozycyjnych jest nieco mniejsza od wielkości zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych. Zapewnienie więc skutecznej ochrony ilościowej i jakościowej wód podziemnych na tym terenie wymaga dokonania redyspozycji zasobów eksploatacyjnych pomiędzy poszczególnych użytkowników. Ponadto zadaniem, które powinno być uwzględnione przy uaktualnianiu warunków poboru wody z warstwy wodonośnej jest konieczność rezygnacji z nadmiernej koncentracji otworów eksploatacyjnych na korzyść bardziej ich rozproszonego rozmieszczenia. Wiązać się to może niestety w wielu przypadkach z dodatkowymi inwestycjami spowodowanymi rozbudową istniejących, bądź budową nowych ujęć wód podziemnych.

Dyskusja nie odbyła się.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 lutego 2003 r.

Regina KRAMARSKA: Wstępne wyniki badań osadów paleogeńskich w nowym profilu wiertniczym P-1 na Sambii

Badania, których wstępne wyniki były zaprezentowane w referacie, wykonywane są we współpracy z Oddziałem Atlantyckim Instytutu Oceanologii Rosyjskiej Akademii Nauk w Kaliningradzie. Przedmiotem badań jest profil otworu badawczego P-1 wykonanego we wrześniu 2001 r. na dambie likwidowanej kopalni bursztynu „Plażowa” na Półwyspie Sambijskim, po osiągnięciu granic udokumentowanego złoża. Otwór osiągnął głębokość 75,05 m (rzędna terenu 2,73 m n.p.m.). Do głębokości 9,3 m wiercono w sztucznym nasypie (damba) oddzielającym odkrywkę od otwartego morza.

Profil otworu został szczegółowo opisany makroskopowo i opróbowany. Pobrano 67 próbek osadów z przeznaczeniem do badań litologicznych i petrograficznych, mikrofaunistycznych, palinologicznych oraz chemicznych, wykonywanych w Państwowym Instytucie Geologicznym i Instytucie Oceanologii RAN.

Na podstawie charakterystycznych zmian litologicznych i danych geofizyki otworowej wydzielono wstępnie jednostki chrono- i litostratygraficzne w nawiązaniu do stosowanych na Sambii podziałów trzeciorzędu. Miąższość paleogenu w badanym otworze wynosi 57,1 m. Na głębokości 64,4 m osiągnięte zostały utwory kredy górnej reprezentowane przez margle

szare do ciemnoszarych, miejscami szczelinowate, z licznymi szczątkami belemnitów. Margle przewarstwiane są mułowcami kwarcowymi z glaukonitem, muskowitem a także skaleniami. Są ciemnoszare z odcieniem zielonkawym.

Na utworach kredy spoczywa formacja lubawska o miąższości około 15 m, zaliczana do paleocenu dolnego. Są to mułowce ciemnoszare do czarnych, miejscami zielonawe. Mułowce są ilaste, zwięzłe, lepkie i plastyczne z wkładkami mułowców skrzemieniałych.

W wyższej części profilu występuje formacja sambijska grubości około 14 m, reprezentująca eocen dolny. Serię rozpoczyna poziom z konkrecjami fosforytowymi. Formacja sambijska podobnie do formacji lubawskiej zbudowana jest z mułowców ciemnoszarych do czarnych, zwięzłych i twaroplastycznych z licznymi poziomami silifikacji. Miejscami jednakże występują wkładki mułowców piaszczystych glaukonitowych rytmicznie laminowanych ciemnozielonymi iłami.

Ponad formacją sambijską leży piaszczysta seria formacji alkskiej, utożsamiana ze środkowym eocenem. Miąższość formacji wynosi około 18 m. Erozyjna powierzchnia spągowa zaznaczona jest żwirem kwarcowym przechodzącym w piaski kwarcowo-glaukonitowe złożone z kilku cykli sekwencyjnych o ziarnie malejącym ku górze. Seria ta odpowiada prawdopodobnie ogniwu tzw. dzikiej ziemi dolnej. Wyższe ogniwo, tzw. błękitna ziemia dolna, zbudowane jest z piasków drobnoziarnistych, zailonych, kwarcowo-glaukonitowych, barwy szarzielonkawej z silnymi bioturbacjami. Najwyższą część formacji tworzą piaski średnio- i drobnoziarniste glaukonitowo-kwarcowe, z nielicznym muskowitem, żółtoszare z wtrąceniami zielonkawoszarych mułków, wypełniających liczne bioturbacje. Piaski reprezentują wodonośny poziom tzw. kurzawki dolnej.

Najwyższą część profilu tworzą osady formacji pruskiej eocenu górnego. Formacja w badanym otworze ma miąższość nieco ponad 9 m i jest dwudzielna — reprezentowana przez ogniwo tzw. dzikiej ziemi i ogniwo tzw. błękitnej ziemi. Spąg formacji („dzika ziemia”) złożony jest z piasków kwarcowo-glaukonitowych ze żwirem kwarcowym oraz licznymi konkrecjami fosforytowymi i sydereitowymi o średnicach do 5 cm. „Błękitna ziemia” zbudowana jest z szarzielonych mułków piaszczysto-ilastych z muskowitem. W ogólnej masie drobnoziarnistego osadu występują dość licznie grubsze, dobrze obtoczone ziarna kwarcu. Miejscami w osadach mułkowych widoczne są ślady warstwowania podkreślone jaśniejszymi smugami drobnoziarnistego piasku. Charakterystyczną cechą „błękitnej ziemi” są liczne okruchy bursztynu o rozmiarach do 1 cm i nieco większych.

Uściślenie granic i wieku wyróżnionych makroskopowo jednostek litostratygraficznych będzie możliwe po zakończeniu i podsumowaniu specjalistycznych badań litologicznych i biostratygraficznych. Osady paleogenu są ubogie pod względem mikrofaunistycznym. Nanoplankton wapienny jak również mikrofauna otwornicowa zostały wyróżnione jedynie w próbkach z utworów kredowych, z głębokości większych niż 67 m. Oznaczone przez B. Olszewską i M. Garecką zespoły reprezentują mikrofaunę kampańską. Uzyskano dobry materiał porównawczy z wynikami badań zespołów otwornic wykonanych równolegle w Kaliningradzie przez N. Łukaszinę. W wyższych partiach profilu nie stwierdzono mikroszczątków organicznych lub obserwowano tylko sporadycznie (głównie elementy gąbek). Rozpozniowanie wiekowe paleogenu opierać się będzie zatem głównie na wynikach badań palinologicznych — analizie pyłkowej i fitoplanktonowej. Badania te wykonywane są równolegle w

Państwowym Instytucie Geologicznym przez B. Słodkowską i w Instytucie Geologicznym RAN przez G. N. Aleksandrową.

W dyskusji brali udział: J. Zachowicz, S. Uścińowicz, E. Prussak i prelegentka.

Posiedzenie odbyło się w dniu 25 marca 2003 r.

Wojciech JEGLIŃSKI: **Budowa geologiczna i rozwój delty Redy w późnym holocenie**

Celem pracy było rozpoznanie wieku i budowy geologicznej delty Redy oraz próba rekonstrukcji jej rozwoju w okresie późnego holocenu. Delta znajduje się na zachodnim wybrzeżu Zatoki Puckiej, w odległości 2,5 km na północny zachód od miejscowości Rewa. Pracę oparto głównie na wynikach analiz próbek pobranych z 7 płytkich otworów wiertniczych zlokalizowanych wzdłuż koryta rzeki w obrębie równi deltowej. Przeprowadzono również analizę zdjęć lotniczych z lat 1957 i 1997.

Na podstawie wyników datowań radiowęglowych i analiz litologicznych wyróżniono dwa podstawowe kompleksy osadów:

Kompleks A (osady podłoża delty) — zbudowany jest z późnoglacialnych i wczesnoholocenijskich osadów piaszczystych oraz przykrywającej je warstwy torfów (9690 do 5330 lat BP). Charakterystyczną cechą osadów klastycznych tego kompleksu jest dominacja piasków drobno- i średnioziarnistych, umiarkowanie i źle wysortowanych o oliwkowoszarej barwie i o niskiej zawartości węglanu wapnia oraz substancji organicznej. Piaski zalegają pod korelującą się między otworami Reda 3, Reda 2 i Reda 0 warstwą torfu.

Kompleks B (osady delty Redy) — zbudowany jest z osadów klastycznych o bardzo mocno zróżnicowanej litologii oraz miąższości (głównie piaski i mułki). Osady te poroździelane są utworami pochodzenia organicznego. W obrębie równi zalewowej całość osadów deltowych przykrywa warstwa najmłodszych torfów. Charakterystyczną cechą tego kompleksu jest częste zaleganie młodszych osadów torfowych poniżej osadów starszych (przestawienie dat). Osady torfowe układające się w tak zaburzonej sekwencji czasowej prawdopodobnie nie wykształciły się w miejscu ich zalegania, lecz zostały tam przetransportowane. Zaburzenia tego typu wraz z widocznymi na różnych poziomach śladami kontaktów erozyjnych, świadczą o przynajmniej okresowo silnej dynamice środowiska sedymentacyjnego.

Rozwój delty Redy w świetle analizy zdjęć lotniczych

Wynikiem tego etapu prac jest wyznaczenie obok paleoform stosunkowo młodych związanych z obecnym położeniem koryta rzeki, form starszych związanych z położeniem koryta Redy z okresu przed początkiem tworzenia delty w obecnym miejscu. Ślady starszego paleokoryta Redy położonego na północ od współczesnego, pozwalają przypuszczać, że we wcześniejszym okresie ujście Redy usytuowane było w rejonie tzw. beki cypla znajdującego się na północ od obecnej delty Redy. Analizując kształt i usytuowanie tej formy można sądzić,

że jest to stara delta rzeczna, która jest obecnie mocno zmieniona zarówno przez procesy morfotwórcze na jej powierzchni jak i niszczącą działalnością wód zalewu na linii brzegowej.

Jednym z bardziej charakterystycznych elementów na zdjęciu lotniczym jest wyraźna granica, oddzielająca nawodny obszar delty od reszty lądu. Odpowiada on prawdopodobnie suchej, piaszczystej powierzchni terenu w formie wału stanowiącego pozostałość starego wału brzegowego, który funkcjonował w tym miejscu zanim rzeka zaczęła budować tu swoją deltę. Przebieg starej linii brzegowej, pozwala dokładnie wyznaczyć wielkość i zasięg obecnej delty Redy.

Stwierdzono, że delta zwiększyła, swoją powierzchnię w badanym przedziale czasowym pomimo równoczesnego szybkiego wzrostu średniego poziomu Zalewu Puckiego. Najbardziej intensywne procesy akumulacji osadów rzecznych widoczne są w rejonie samego ujścia rzeki. Powierzchnia nadwodnej części delty, nadbudowana w latach 1957–1997 wynosi około 34 tys. m². Jednocześnie możemy zaobserwować, że akumulacja piasku niesionego przez rzekę w części podwodnej przebiega w nieco odmiennych kierunkach od tych, które wskazuje kierunek przyrastania części nadwodnej (akumulacja skierowana jest bardziej ku północy). Analiza obszaru delty zarówno w części, która była lądem przed rokiem 1957 jak i tej, która przyrosła w latach 1957–1997 wskazuje, że mechanizm dobudowywania kolejnych obszarów delty przebiega wg schematu: w obszarze funkcjonowania koryt rozprzodających, w podwodnej części równi deltowej powstają z czasem bariery przyujściowe, które w sprzyjających warunkach hydrodynamicznych ulegają stabilizacji. Odizolowane zagłębienia, początkowo wypełnione wodą, podlegają zamuleniu i wraz z wkraczaniem roślinności — zatorfieniu.

Wiek delty Redy

Na podstawie wyników datowań ¹⁴C w rdzeniach, stwierdzono liczne zaburzenia w chronologii zalegania warstw torfów, które sugerują, że przewarstwienia torfów w osadach delty nie występują *in situ*. Jednocześnie rzędne kilku przewarstwień torfowych wydają się zbyt niskie w stosunku do ówczesnego poziomu morza — ich wiek ¹⁴C i głębokość zalegania wzajemnie się wykluczają. W takiej sytuacji wnioskowanie na podstawie datowań ¹⁴C co do wieku obecnej delty Redy jest mocno niepewne.

Wykorzystanymi metodami umożliwiającymi oszacowanie czasu rozpoczęcia akumulacji obecnej delty Redy są: ekstrapolacja danych o tempie jej przyrostu w latach 1957–1997 oraz ocena tempa przyrostu powierzchniowej warstwy torfu w rejonie nasady delty. Na tej podstawie ustalono wiek delty Redy na 210 do 270 lat.

Procesy litodynamiczne i środowiska depozycji osadów

W celu przedstawienia charakterystyki osadów klastycznych budujących deltę Redy i jej podłoże przeprowadzono analizę grup, w której porównano próbki na podstawie zawartości poszczególnych frakcji granulometrycznych. Na tej podstawie wydzielono dwie grupy próbek, w których dodatkowo wyróżniono osady kompleksów A (podłoża delty) i B (osadów deltowych). Dla każdej z grup obliczono wartości średnie, min., max., oraz odchylenie standardowe wskaźników uziarnienia (Mz, σ_1 , Sk₁, K_G).

Grupa 1. Piaski drobno- i bardzo drobnoziarniste. Dla osadów podłoża delty średnia wartość Mz wynosi 2,77φ przy odchyleniu standardowym 0,48 φ. Osady są źle i umiarkowanie wysortowane, najczęściej o skośności dodatniej oraz symetrycznej i spłaszczeniu leptokurtycznym oraz bardzo leptokurtycznym. Osady deltowe wykazują bardzo zbliżone parametry Mz, σ_1 , K_G.

Jedynie Sk₁ wyróżnia nieznacznie te dwa kompleksy wiekowo-genetyczne. W osadach deltowych występują częściej rozkłady symetryczne i ujemnie skośne.

Grupa 2. Piaski średnio- i gruboziarniste. Osady podłoża delty charakteryzują się średnią wartością Mz wynoszącą 1,53φ przy odchyleniu standardowym 0,36φ, są najczęściej umiarkowanie wysortowane, posiadają symetryczne i dodatnio skośne oraz mezo- i leptokurtyczne rozkłady wielkości ziarna. Próbkę osadów deltowych wykazują nieco odmienne parametry rozkładu wielkości ziarna. Średnia wartość Mz wynosi 1,17φ przy odchyleniu standardowym 0,49φ. Osady są częściej źle wysortowane oraz częściej mają ujemnie skośne i leptokurtyczne rozkłady wielkości ziarna.

Do interpretacji warunków dynamicznych środowiska sedymentacji osadów klastycznych wykorzystano również wartości pierwszego centyla (C) i mediany (M). Zależności pomiędzy wartościami C i M przedstawione zostały na diagramie wg Passegi, Byramje. Średnie parametry rozkładu wielkości ziarna oraz typy osadów według diagramu C-M wskazują, że:

— późnoplejstocenijskie i wczesnoolocenijskie osady podłoża delty (kompleks A) były akumulowane w środowisku cechującym się średnią i wysoką dynamiką oraz stosunkowo dużą zmiennością przepływu. Osady piaszczyste tego kompleksu powstały prawdopodobnie w środowisku rzeczonym lub strefie przybrzeżnej dużego zbiornika wodnego.

— klastyczne osady deltowe (kompleks B) powstałe w okresie późnego holocenu były deponowane w środowisku o jeszcze większej energii i większej zmienności parametrów przepływu niż osady podłoża. W większości reprezentowane są przez piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste, korytowe oraz czoła delty oraz rzadziej, przez osady piaszczysto-muliste równi deltowej.

W dyskusji brali udział: A. Styszyńska, A. Marsz, J. Zachowicz, W. Prussak, S. Uścińowicz, R. Kramarska i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 15 kwietnia 2003 r.

Radosław PIKIES, Ewa STARNAWSKA, Jakub ŻMUDA: **Budowa geologiczna Mierzei Wiślanej na odcinku Stegna–Piaski**

W celu poszerzenia stanu znajomości budowy geologicznej Mierzei Wiślanej wykonano w 2000 i 2001 r. trzy 30 m otwory wiertnicze, zlokalizowane na brzegu mierzei od strony Zalewu Wiślanego; sześć 20 m otworów wiertniczych, zlokalizowanych na brzegu mierzei od strony Zatoki Gdańskiej; sześć 10 m otworów wiertniczych, zlokalizowanych na podwodnym skłonie mierzei od strony Zatoki Gdańskiej i jedno wiercenie wykonane w dnie Zalewu Wiślanego.

W ramach prac laboratoryjnych wykonano 307 analiz uziarnienia, 195 analiz zawartości CaCO₃, 101 analiz strat prażeniowych i 16 analiz obtoczenia ziaren kwarcu. Wykonano również 16 analiz mikrorzeźby powierzchni ziaren kwarcu za pomocą mikroskopu skaningowego

(typ *LEO 1430*), 106 analiz malakofaunistycznych i 17 datowań ^{14}C osadów biogenicznych lub skorupiek morskich małży. W wyszczególnionej części mierzei wykonano 6 przekrojów geologicznych poprzecznych i jeden podłużny, wzdłuż odmorskiego brzegu mierzei. Wykonany zakres prac i badań geologicznych stanowił podstawę realizacji tematu pt. „Wydzielenie i korelacja jednostek litologicznych w obrębie osadów holocenijskich Mierzei Wiślanej”.

Podstawą przeprowadzonej korelacji litostratygraficznej były wyniki analizy granulometrycznej i obliczonych na ich podstawie parametrów rozkładu wielkości ziarna metodą Falka i Warda (1957). Porównanie zbiorów tych parametrów pozwoliło na litostratygraficzne rozpoziomowanie badanych osadów.

Wykonane datowania osadów biogenicznych metodą ^{14}C pozwoliły określić wiek trzech poziomów tych osadów (9,30–9,13 ka; 8,20–6,82 ka; 1,79–1,21 ka BP).

Badania malakofaunistyczne pozwoliły w paru przypadkach określić czy badany osad powstawał w zbiorniku morskim o normalnym zasoleniu, zbiorniku brakicznym czy słodkowodnym.

Ważnym etapem badań była korelacja uzyskanego rozpoziomowania z wynikami badań mikrorzeźby ziaren kwarcu za pomocą mikroskopu skaningowego.

Analiza granulometryczna materiału osadowego pozwoliła wyróżnić cztery podstawowe grupy osadów: piaski drobnoziarniste z domieszką piasków mulistych (klasa I), piaski drobnoziarniste z niewielką domieszką piasków średnioziarnistych (klasa II), piaski średnioziarniste z niewielką domieszką piasków drobnoziarnistych (klasa III) i piaski różno- i gruboziarniste (klasa IV) (Tabela 1).

W obrębie osadów holocenijskich Mierzei Wiślanej wyróżnia się jej dolną część (preborealno-dolnoatlantycką), ograniczoną dolnym i środkowym poziomem osadów biogenicznych i część górną, zalegającą na środkowym poziomie osadów biogenicznych. Dolną część budują osady rzeczne, reprezentowane przez piaski drobnoziarniste z niewielką domieszką frakcji średniopiaszczystej (kl. II) oraz piaski drobnoziarniste z niewielką domieszką frakcji mulistych (kl. I). Badania mikrorzeźby powierzchni ziaren piasku wskazują, że powszechnie występują tutaj ziarna nieregularne i połamane o powierzchni znacznie zniszczonej, z licznymi powierzchniami korozyjnymi, wżerami i roztrawieniami. Widoczne są również v-kształtne ubytki, dziurki, świadczące o kolizji w czasie transportu.

Górna część osadów holocenijskich Mierzei Wiślanej powstała w czasie transgresji lityrnowej Bałtyku. Budują ją osady wszystkich czterech klas ale przeważają piaski średnioziarniste z niewielką domieszką frakcji drobnopiaszczystej (kl. III) i piaski drobnoziarniste z domieszką frakcji mulistych (kl. I).

W części SW Mierzei Wiślanej spagową część osadów morskich budują piaski średnioziarniste (kl. III), której koniec akumulacji, jak świadczą datowania ^{14}C , przypada na około 5 ka BP. W tej dolnej serii licznie występują ziarna obtoczone, owalne. Ziarna o pokroju kostkowym mają najczęściej wygładzoną powierzchnię. Na powierzchni widoczne są liczne drobne dziurki, powstałe w wyniku zderzeń. Podane cechy dobrze odpowiadają transgresywnemu charakterowi dolnej części osadów morskich.

Powyżej wymienionych osadów, w części SW mierzei występują piaski drobnoziarniste z domieszką frakcji mulistych (kl. I). Wśród ziaren kwarcu dominują formy wrzecionowate, połamane, blokowe, ostrokrawędziste. Te cechy świadczą o uspokojeniu warunków sedymentacji w zbiorniku morskim.

T a b e l a 1

Cechy litologiczne wyróżnionych warstw

Klasy osadów i ich opis litologiczny	Zawartość frakcji w % gr/śr/dr/m.	Ilość analiz	Mz	$\bar{I}$	Sk _I	K _G
I A p.dr. i p.m.	0,0–0,0 0,0–10,0 68,0–94,0 5,0–20,5	43	2,70/0,17	0,503/0,157	–0,011/0,08	1,15/0,18
II A p.dr.	0,0–3,3 6,3–24,0 61,0–87,0 0,0–7,0	29	2,41/0,12	0,58/0,125	–0,074/0,10	1,22/0,17
III A p.śr. i p.dr.	1,0–33,0 18,0–87,8 20,0–67,0 0,0–0,0	82	1,79/0,23	0,68/0,24	–0,09/0,19	1,11/0,20
IV A p.gr i p.r.	20,0–65,5 18,8–65,8 10,0–34,0 0,0–0,0	19	1,03/0,25	1,02/0,35	–0,19/0,17	1,03/0,15
I B p.dr.	0,0–0,0 0,0–0,0 84,0–95,1 3,2–9,6	10	2,69/0,08	0,38/0,04	–0,01/0,03	1,02/0,07
II B p.dr.	0,0–0,0 4,7–14,0 77,0–89,0 0,0–0,0	20	2,50/0,064	0,43/0,08	–0,06/0,04	1,17/0,165

A — osady morskie wieku atlantycko-saubatlantyckiego, B — osady rzeczne wieku preborealno-dolnoatlantyckiego; gr. — grubopiaszczyste, pr. — różnopiaszczyste, śr. — średniopiaszczyste, dr. — drobniopiaszczyste, m. — muliste; w liczniku: Mz, $\bar{I}$, Sk_I, K_G — podano wartości średnie, w mianowniku odchylenie standardowe

W części NE Mierzei, stropową część osadów morskich budują żwiry o różnej granulacji, piaski gruboziarniste, piaski różnoziarniste (kl. IV). W osadzie tym, występują głównie ziarna nieregularne i połamane. Na powierzchni ziaren widoczne są różnorodne nacięcia, schodkowe ubytki, dziurki związane z kolizjami. Występują też ziarna fragmentarycznie owalne i fragmentarycznie kostkowe, co świadczy o ich rozkruszaniu. Podane cechy mogą świadczyć, że energia środowiska była bardzo wysoka i jednocześnie krótkotrwała.

W podsumowaniu warto zaznaczyć, że cechy litologiczne wyróżnionych klas osadów dobrze odzwierciedlają dynamikę środowiska sedymentacyjnego. Stan energii środowiska, pokazuje także stopień obróbki ziaren kwarcu, oraz charakter ich powierzchni.

W dyskusji brali udział: J. Zachowicz, M. Masłowska, S. Uścińowicz i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 20 maja 2003 r.

Szymon UŚCINOWICZ, Joanna ZACHOWICZ: Zmiany poziomu wód Zalewu Puckiego w holocenie

Referat został przygotowany na podstawie wyników badań otrzymanych w trakcie realizacji grantu Komitetu Badań Naukowych Nr 6PO4D 018 17 — „Zmiany poziomu morza w okresie ostatnich 5500 lat w oparciu o badania osadów z dna Zalewu Puckiego”.

Celem projektu było uszczegółowienie wiedzy o końcowym okresie transgresji atlantyckiej, a zwłaszcza o historii zmian poziomu morza w ostatnich 5000 tys. lat. Podjęto także próbę odpowiedzi na następujące pytania:

— kiedy transgresja lityrynowa (atlantycka) została zakończona i jaki był zakres zmian poziomu morza w ciągu ostatnich 5000 lat ?

— czy transgresje tzw. politorynowe miały charakter cykliczny i jaki był zakres zmian poziomu morza w tym czasie ?

— czy hipoteza o szybkim i znacznym (1,0–1,5 m) wzroście poziomu morza około 1000 lat temu wysuwana na podstawie danych archeologicznych (Zbierski, 1986) i morfologicznych (Tomczak, 1995) znajduje potwierdzenie w faktach geologicznych ?

Materiał badawczy stanowiły, rdzenie osadów pobrane w trakcie prac terenowych (z dokładną geodezją) z dna i wybrzeży Zalewu Puckiego oraz materiały archiwalne (Kramarska i in., 1995). Miejsca poboru rdzeni wytypowano na podstawie analizy materiałów archiwalnych, map topograficznych i wizji terenowej. Zdecydowano się na 9 stanowisk badawczych znanych z wystąpień torfu bezpośrednio na powierzchni terenu i dna Zalewu Puckiego lub pod cienką pokrywą piaszczystą. Na każdym stanowisku wyznaczano profil badawczy wzdłuż którego pobierano rdzenie osadów.

Zalew Pucki położony jest w północno-zachodniej części Zatoki Gdańskiej. Powierzchnia Zalewu Puckiego wynosi 102,7 km², średnia głębokość 3,13 m, a głębokość maksymalna 9,4 m, przy czym ok. 30% powierzchni dna Zalewu położone jest w zakresie głębokości od 0 do 2 m (Nowacki, 1993). Zalew Pucki odizolowany jest od otwartych wód Zatoki Gdańskiej poprzez Półwysep Helski oraz przez częściowo zatopioną barierę, tzw. Rewę Mew. Od zachodu Zalew Pucki ograniczają wysoczyzny morenowe Kęp Puckiej i Swarzewskiej oraz pradoliny Redy i Płutnicy. Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej na zachodnich wybrzeżach Zalewu Puckiego wynoszą ok. 0,0 mm/rok (Wyrzykowski, 1985).

Próbę zrekonstruowania zmian poziomu wód Zalewu Puckiego podjęto na podstawie około 100 dat radiowęglowych z licznych rdzeni osadów z dna i wybrzeży Zalewu oraz wyników kilkudziesięciu analiz palinologicznych i okrzemkowych. Pomimo dużej liczby analiz występuje szereg problemów interpretacyjnych.

Strop torfów najczęściej jest erozyjny, a datowania muszli małży morskich nieliczne. Jak dotąd nie natrafiono na profil osadów organicznych, bez luk sedimentacyjnych, który by pozwolił na konstrukcję pełnych diagramów pyłkowych, okrzemkowych i malakologicznych oraz na dogłębną rekonstrukcję rozwoju tego zbiornika.

Położenie i wiek stropu torfów pozwala również stwierdzić, że poziom wód Zalewu Puckiego w okresach subborealnym i subatlantyckim kształtował się następująco: 5000 lat BP — był około 2,5–2,3 m niższy od współczesnego, 4000 lat BP — ok. 1,3–1,0 m, 3500 lat BP — ok. 1,2–1,1 m, 3000 lat BP — ok. 1,0–0,8 m, 2500 lat BP — ok. 1,0–0,8 m, 2000 lat BP —

0,9–0,7 m, 1500 lat BP — 0,6–0,5 m, 1000 lat BP — 0,4–0,3 m, 500 lat BP — 0,3–0,2 m niższy od współczesnego. Możliwe są trzy interpretacje zbioru danych o wieku i położeniu próbek torfów i muszli mięczaków morskich (Uścińowicz i in., 2002). Krzywe „wygładzona”, „łamana” i „quasi-cykliczna” różnią się stopniem uśrednienia zbioru danych. Krzywa „wygładzona” opisuje uśredniony wzrost poziomu morza, przy założeniu, że w ciągu ostatnich 5000 lat tempo wzrostu poziomu morza stopniowo spadało. Nie uwzględnia także możliwych oscylacji krótkookresowych. Krzywa „łamana” opisuje uśredniony wzrost poziomu morza uwzględniając możliwe tempa wzrostu poziomu morza w ostatnich 5500 latach zaś krzywa „quasi-cykliczna” przedstawia przebieg zmian poziomu wód Zalewu Puckiego uwzględniając fakt, że w holocenie na proces ogólnego wzrostu poziomu morza nakładały się prawdopodobnie oscylacje wynikające z regionalnych zmian eustatycznych. Regionalne oscylacje eustatyczne powodowane są zmianami klimatycznymi, przebiegiem frontów atmosferycznych i cyrkulacjami oceanicznymi. W świetle zgromadzonych materiałów stwierdzono, że transgresja lityrnowa (atlantycka) zakończyła się około 5000 lat BP, a ostatecznie wygasła około 4000 lat BP na poziomie $\pm 1,3$ –1.0 m niższym od współczesnego. Wzrost poziomu morza w okresach subborealnym i subatlantyckim mógł mieć charakter cykliczny, związany z cyklami klimatycznymi (np. Chapman i Shackelton, 2000). Okres cykli mógł wynosić około 600 lat, a amplituda wahań wynosić od 0,2 do 0,5 m. Dane o zmianach poziomu wód Zalewu Puckiego w okresie subatlantyckim pozostają w dobrej zgodności z nowymi wynikami badań na wybrzeżu niemieckim.

Hipoteza o szybkim wzroście poziomu morza od 1 do 1,5 m około 1000 lat temu nie znalazła potwierdzenia w zgromadzonych faktach. Poziom wód Zalewu Puckiego w okresie 1200–900 lat temu mógł wzrosnąć o $\pm 0,25$ m. Tak więc skala i tempo wzrostu poziomu wód w tym czasie były na tyle małe, że na pewno nie mogły być przyczyną zatopienia wczesnośredniowiecznego portu w Pucku. Najprawdopodobniej zniszczenie tego portu należy wiązać z ekstremalnymi zjawiskami hydrologiczno-meteorologicznymi, takimi jak częste w fazach optimum klimatycznego występowanie huraganów i sztormów lub w czasie ochłodzeń i faz regresyjnych, z częstym zlodzeniem Zalewu i niszczącą wybrzeża działalnością spiętrzonych kier lodowych.

W dyskusji brali udział: D. Król, A. Tomeczak, W. Prussak, L. Jurys i prelegenci.

Posiedzenie odbyło się w dniu 21 października 2003 r.

ODDZIAŁ ŚWIĘTOKRZYSKI

Jerzy GĄGOL: Złoże kopalin i walory innych składników środowiska przyrodniczego na obszarze arkusza Błażowa *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000

Obszar arkusza Błażowa leży pod względem geograficznym w północnej części Pogórza Dynowskiego, a pod względem geologicznym — w obrębie płaszczowiny skolskiej Karpat fliszowych. Obejmuje duże części gmin: Tyczyn, Błażowa, Chmielnik, Hyżne i Dynów (także niewielkie fragmenty kilku innych) w województwie podkarpackim oraz południowo-wschodni skraj Rzeszowa.

Na obszarze arkusza Błażowa znajdują się 3 udokumentowane złoża surowców ceramiki budowlanej: „Zalesie-Biała”, „Albigowa”, „Budziwój” oraz złożo niskiej jakości kruszywa drogowego (łupków menilitowych) — „Futoma”. Wydobycie (stan w 2002 r.) jest prowadzone w złożach „Albigowa” i „Futoma”. Złoża „Zalesie-Biała” i „Budziwój” — o zakończonej eksploatacji, nie roszą możliwości jej wznowienia ze względu na obecny stan zagospodarowania terenu i kwalifikują się do usunięcia z krajowego bilansu zasobów kopalin. Na omawianym obszarze mieszczą się także niewielkie fragmenty obszarów złóż gazu ziemnego „Zalesie” i „Husów-Albigowa-Krasne”, eksploatowanych poza obszarem arkusza.

Na omawianym terenie zainteresowanie gospodarcze mogą budzić dwie rzadkie kopaliny: skała diatomitowa i iłolupki klinoptilolitowo-montmorillonitowe (surowiec bentonitowo-zeolitowy). Rozpoznane zostały tu zasoby prognostyczne w kategorii D₁ skały diatomitowej w złożach „Borek Nowy” i „Futoma-Południe” oraz zasoby prognostyczne w kategorii D₂ iłowców klinoptilolitowo-montmorillonitowych w złożach „Dylągówka” i „Ulanica”. Nie ma szczególnych ograniczeń ekologicznych w możliwości podjęcia eksploatacji wspomnianych wyżej złóż. Celowość (opłacalność) takich przedsięwzięć (wymagających oczywiście wcześniej właściwego rozpoznania geologicznego złóż) wynikać może wyłącznie z analizy ekonomicznej. Na mapie wskazano także obszary perspektywiczne dla poszukiwań omawianych kopalin.

Na obszarze arkusza istnieją geologiczne możliwości rozpoznania małych złóż na potrzeby lokalne: surowców ilastych ceramiki budowlanej oraz piaskowców, margli i łupków,

do produkcji niskiej jakości łamanych kruszyw drogowych. Prowadzone były tu także badania łupków ilastych jako surowca do produkcji sztucznych kruszyw ceramicznych, bitumicznych łupków menilitowych jako surowca energetycznego i hipergenicznej pokrywy ochronowej (barwniki mineralne) w Czerwonkach Hermanowskich. Wystąpienia tych kopalin nie budzą obecnie zainteresowania gospodarczego.

Główną funkcją i kierunkiem rozwoju obszaru wchodzącego w obręb arkusza jest rolnictwo i wspomagający je przemysł rolno-spożywczy. Takie założenia przyjmują plany zagospodarowania przestrzennego wszystkich gmin.

Omawiane tereny mają interesujące walory krajobrazowe (w przeważającej części wchodzą w obręb Hyżniańsko-Gwoźnickiego i Przemysko-Dynowskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu) i przyrodnicze (istniejące rezerваты leśne „Wilcze” i „Mójka” oraz projektowany — „Ostry Stok”), kilkanaście ustanowionych i ponad sto projektowanych pomników przyrody. Prelegent na podstawie literatury i wizji terenowej wytypował też 9 obiektów (zabytków) geologicznych, godnych ochrony w formie stanowisk dokumentacyjnych i pomników przyrody nieożywionej. Są to między innymi stratotypy ogniw litostratygraficznych (diatomitów z Futomy, łupków kartkowych z Borku Nowego, łupków z Makłuczki, diatomitów z Piątkowej), odsłonięcia geologiczne z interesującymi strukturami sedymentacyjnymi i stanowiskami fauny kopalnej oraz źródło mineralne.

Środowisko przyrodnicze na omawianym obszarze nie zostało zdegradowane przez przemysł. Stwarza to korzystne warunki rozwoju agroturystyki, turystyki (pieszej, rowerowej, narciarskiej, konnej) i wypoczynku, w szczególności dla mieszkańców Rzeszowa. Rolę miejscowości wypoczynkowej (letniej i zimowej) odgrywa już wieś Dylągówka. Podobną szansę widzą i inne wsie. Rozwojowi infrastruktury turystycznej może też sprzyjać wielowiekowa tradycja pielgrzymek do sanktuariów maryjnych w Borku Starym, w Chmielniku i w Hyżnem.

Na obszarze arkusza występują źródła wód mineralnych i swoistych (głównie siarczkowych), z którymi władze lokalne wiążą nadzieję rozwoju w przyszłości usług uzdrowiskowych. W szczególności dotyczy to restytucji zdrojowiska w Nieborowie (gm. Hyżne). Pierwszym krokiem w tym kierunku powinno być bliższe zbadanie omawianych wód i ustalenie ich zasobów eksploatacyjnych.

W dyskusji brali udział: A. Juszczyk, M. Nowak, T. Wróblewski, G. Herman, Z. Złonkiewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 12 marca 2003 r.

Zbigniew SZCZEPANIK: Pozycja paleogeograficzna Gór Świętokrzyskich w kambrze w świetle badań paleontologicznych — przegląd istniejących danych

Poniższy tekst jest próbą uporządkowania i krótkiego, zwięzłego przedstawienia podstawowych informacji dotyczących paleogeograficznego znaczenia skamieniałości kambru występujących w Górach Świętokrzyskich. Przedstawione tu informacje zostały zebrane na

podstawie istniejącej literatury, zwłaszcza literatury regionalnej. Autor zdaje sobie sprawę, że wiele z cytowanych i wykorzystanych do analizy zespołów paleontologicznych wymaga ponownej rewizji oraz, że najprawdopodobniej nie dotarły do wszystkich informacji o rozprzestrzenieniu na świecie taksonów znanych z Gór Świętokrzyskich. Istotne wydaje się jednak porównanie wniosków płynących z analizy różnych grup skamieniałości, uchwycenie podobieństw oraz wskazanie różnic w ich paleogeograficznej wymowie.

Kambr regionu kieleckiego.

Trylobity. Najstarsze zawierające skamieniałości warstwy skalne, reprezentujące poziom Holmia kambru dolnego, zawierają w przewadze endemiczne gatunki trylobitów. Należą one jednak głównie do bałtyckich rodzajów (*Holmia*, *Kjerulfia*, *Schmidtellus*) i występują wraz z kilkoma gatunkami, które znane są z kambru Skandynawii i kratonu wschodnioeuropejskiego.

Odnotowano tu również obecność trylobitów, które wskazują na powinowactwo faunistyczne z atlantycką i śródziemnomorską prowincją trylobitową.

Wydaje się, że endemiczna fauna trylobitowa wymaga przeprowadzenia prac rewizyjnych, ponieważ najważniejsze prace paleontologiczne, w których przedstawiono wyniki badań przeprowadzone były wiele lat temu (Samsonowicz, 1917, 1918, 1920, 1934, 1956, 1960, 1962; Czarnocki, 1919, 1926, 1927, 1932, 1933, 1950; Orłowski 1957, 1959a, b, c, 1962, 1967, 1968, 1975, 1985). Trzeba także zwrócić szczególną uwagę na obecność gatunku *Schmidtellus panovi*, który jest wspólny dla bloku górnośląskiego i Gór Świętokrzyskich (Żylińska, 2001).

W najwyższym kambrze dolnym (poziom *Protolenus*) przewagę w zespołach świętokrzyskich uzyskują trylobity prowincji atlantyckiej i śródziemnomorskiej. Fakt ten dokumentowany jest przez obecność całego szeregu taksonów, znajdujących w różnych profilach kambru protolenusowego wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Wydaje się, że w stosunku do niższej części profilu kambryjskiego stanowi to istotną zmianę. Problem ten jest znany w literaturze już bardzo dawno, wydaje się być bardzo ważny i wymaga przeprowadzenia nowoczesnych prac paleontologicznych. Jeszcze bardziej interesujący i wymagający pilnych prac rewizyjnych jest zespół trylobitów z Brzechowa, w którym stwierdzono występowanie środkowokambryjskiego *E. oelandicus* wraz z inokambryjskimi protolenusami, które sugerują raczej atlantyckie powinowactwo paleobiogeograficzne oraz syberyjskim rodzajem *Jakutus*. Stratygraficzne i paleogeograficzne wymieszanie różnych gatunków nakazuje dużą ostrożność w wyciąganiu wniosków dotyczących paleogeograficznego znaczenia tej fauny.

Osady kambru środkowego Gór Świętokrzyskich zawierają lokalnie liczną faunę należącą głównie do rodzajów *Paradoxides* i *Ellipsocephalus* (Orłowski, 1964, 1975). Rodzaj *Paradoxides* reprezentowany jest obok form endemicznych przez taksony o charakterze przewodnim dla kambru środkowego Skandynawii: *Eccaparadoxides oelandicus* (Sjogern), *Eccaparadoxides insularis* (Westergaard), *Eccaparadoxides pinus* (Holm), *Paradoxides torelli* (Holm). Liczny udział endemicznych gatunków z rodzaju *Ellipsocephalus*, różnicuje obszar Gór Świętokrzyskich w stosunku do typowo bałtyckiego zespołu znanego z platformy wschodnioeuropejskiej (Lendzion, 1990), w którym praktycznie wcale nie ma elementów endemicznych. Pomimo to, można z dużą dozą prawdopodobieństwa stwierdzić, że w niższej części kambru środkowego obszar Gór Świętokrzyskich znajdował się w obrębie bałtyckiej prowincji makrofaunistycznej.

Brachiopody. Nieliczna fauna brachiopodowa kambru dolnego składa się zarówno z form skandynawskich jak i okazów reprezentujących atlantycką prowincję paleobiogeograficzną.

Spośród możliwych do zweryfikowania materiałów z kambru holmiowego Jendryka-Fuglewicz (1990) potwierdziła jedynie występowanie *Obolella rotundata*, formy typowo bałtyckiej, pospolicie występującej w seriach dolnokambryjskich Norwegii (Jendryka-Fuglewicz, 1990). W poziomie protolenusowym znane są taksony Inarticulata występujące zarówno na Bałtice jak i w basenach atlantyckich (Wielka Brytania, atlantyckie wybrzeża Ameryki Północnej).

Pośród licznych okazów brachiopodów bezzawiasowych znalezionych w osadach kambru środkowego, zdecydowanie dominuje endemiczny gatunek *Lingulella vistulae*, który występuje we wszystkich podstawowych profilach kambru środkowego (Słowiec, Jugoszków–Usarzew, Góry Pieprzowe). Wśród licznych okazów endemicznych rozpoznano jedynie dwa taksony o szerszym rozprzestrzenieniu: *Trematobolus pristinus* (Orłowski, 1964) — formę o proveniencji atlantyckiej z rodzaju opisywanego także z Czech i bałtycką formę *Acrothele granulata* (Jendryka-Fuglewicz, 1990), znaną również z dolnego kambru otworu Zaręby IG 2. Należy zwrócić szczególną uwagę na informacje przedstawione przez B. Jendrykę-Fuglewicz o tym, że pomimo pokrewieństwa paleontologicznego brachiopodów kambru z Gór Świętokrzyskich z formami rozpoznanymi na kratonie wschodnioeuropejskim zespoły te bardzo się od siebie różnią. Zupełnie inne są tutaj proporcje w występowaniu poszczególnych rodzajów, duża jest ilość form endemicznych oraz zupełnie inną wielkość i stan zachowania form (Jendryka-Fuglewicz, 1990).

Akritarchy. Liczny zespół akritarchowy kambru dolnego i środkowego Gór Świętokrzyskich zawiera rodzaje i gatunki znane z prawie wszystkich basenów sedymentacji skał kambru dolnego i środkowego. Bardzo podobne mikroflory znane są z Baltiki, Laurentii, basenów atlantyckich, Czech a nawet Syberii. Należy tutaj zwrócić uwagę na fakt, że podobnie jak w wypadku brachiopodów, pomimo zbliżonego zestawu gatunkowego, zespoły z kratonu wschodnioeuropejskiego i Gór Świętokrzyskich różnią się znacznie sposobem zachowania (w Górach Świętokrzyskich okazy są silniej zniszczone, choć nie jest to efektem degradacji termicznej) oraz proporcjami w występowania poszczególnych grup Acritarcha. W obszarze świętokrzyskim dominują proste morfologicznie formy z rodzajów *Leiosphaeridia*, *Lophosphaeridium* i podobnych a zdecydowanie mniej jest *Acanthomorphidae*.

Inne grupy faunistyczne. Spośród innych grup faunistycznych kambru regionu kieleckiego warto zwrócić uwagę na występowanie w osadach środkowokambryjskich archeocjatów (Orłowski, 1959, 1962). Grupa ta nie została nowocześnie opracowana pod względem paleontologicznym, ale sam fakt występowania tych form w niższej części kambru środkowego Gór Świętokrzyskich (w facjach terygenicznych) świadczy o istnieniu powiązań z innymi poza bałtycką prowincjami paleobiogeograficznymi. Archeocjaty na Bałtice nie występują, są za to popularne w dolnym kambrze Syberii, Chin, Laurentii i Gondwany.

Kambr regionu łysogórskiego

Trylobity. Najważniejszą rolę w badaniach paleogeograficznych kambru łysogórskiego odgrywają trylobity. Nowocześnie opracowana fauna trylobitowa kambru górnego (Ylińska, 2001, 2002) w sposób przekonujący dokumentuje skomplikowane powiązania biogeograficzne w kambrze górnym. Widać wyraźnie ewolucję proveniencji zespołów trylobitowych od form atlantyckich poprzez mieszane zespoły z udziałem większej ilości form endemicznych, po faunę ze zdecydowaną przewagą okazów bałtyckich i zastąpieniu wpływów prowincji atlantyckiej kończąc na formach znanych również z Gondwany. Należy tutaj zwrócić uwagę

na fakt, że trylobity w niższej części profilu dokumentowane są przez bardzo niewielką ilość taksonów i okazów, co powoduje ewentualną korektę w rozprzestrzenieniu gatunku *Aphelaspis rara*, która może nieco zmodyfikować przedstawiony obraz. Warto tutaj podkreślić uwagę poczynioną przez A. Żylińską, twierdzącą że zespoły bałtyckie bardziej przypominają formy znane z terygenicznych osadów rejonu Finmark (zewnętrzny szelf Baltiki), niż typowe asocjacje z łupków ałunowych jej centralnej części.

Brachiopody. Brachiopody kambru górnego z formacji piaskowców z Wiśniówki należą do kosmopolitycznych form znanych zarówno z Baltiki jak i basenów atlantyckich (Walii). Najobfitszym występowaniem ramienionogów w kambrze świętokrzyskim cechuje się wyższa część profilu, formacja łupków z Klonówki. Pośród bardzo licznych okazów rozpoznano tu jednak tylko dwa gatunki *Lingulella lepis* Salter i *Lingulella davisii* M'Coy. Obie formy są bardzo charakterystyczne dla górnokambryjskich piaskowców *Lingula flags* z północnej Walii (a więc są to gatunki prowincji atlantyckiej) (Jendryka-Fuglewicz, 1992). Trzeba jednak zauważyć, że trylobity, które współwystępują z tymi brachiopodami należą już do bałtyckiej prowincji paleobiogeograficznej a więc wnioski paleogeograficzne nie są jednoznaczne.

Akritarchy. Zespoły mikroflory kambryjskiej pochodzące z formacji piaskowców kwarcytowych z Wiśniówki wykazują duże pokrewieństwo do asocjacji palinologicznych z wielu obszarów. Bardzo podobne zespoły występują na: Nowej Funlandii, na kratonie wschodnioeuropejskim, w rejonie Finmark w Norwegii, a także w północnej Afryce, Hiszpanii, Iranie, Belgii i Turcji, a więc podobne do większości głównych basenów sedymentacyjnych kambru górnego. Szczególnie należy zwrócić uwagę na podobieństwo zespołu akritarchów do mikroflory znanej z Nowej Funlandii, państw nadbałtyckich i Rosji. Zarówno inwentarz taksonomiczny jak i sekwencja pojawiania się poszczególnych gatunków i rodzajów w profilu, są na tym obszarze praktycznie identyczne i doskonale korelują się z Górą Świętokrzyską. W obszarach bardziej zbliżonych do Gór Świętokrzyskich zespoły identyczne z rozpoznanymi na Wiśniówce, znane są z otworu wiertniczego Narol PIG 2.

Inne grupy faunistyczne. Spośród innych grup skamieniałości występujących w kambrze regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich należy wymienić przede wszystkim skamieniałości śladowe. Niektórzy badacze (Seilacher, 1983; Belka w: Valverde-Vaquero i in., 2000) uważają, że znalezisko ichnofauny *Cruziana simplifcata* Seilacher znanej z Wiśniówki, dowodzi awalońskiej proveniencji łysogórskiego bloku tektonicznego w górnym kambrze. Według Żylińskiej (2001), występowanie tej skamieniałości nie jest uwarunkowane paleogeograficznie, ale paleoekologicznie. Śladotwórcy, którzy pozostawili po sobie ten typ ichnofauny, prawdopodobnie nie mogli bytować w trudnych, niedotlenionych basenach bałtyckich, w których osadzały się łupki ałunowe. Natomiast dobrze czuli się już w zewnętrznych strefach tej prowincji np. w północno-zachodniej Norwegii.

Pewne znaczenie paleogeograficzne można przypisać także znalezisku górnokambryjskiego eokrynoida z Wąworkowa k. Opatowa. Według Dzika i Orłowskiego (1984) wykazuje on podobieństwo do form znanych w środkowym kambrze Nowej Funlandii, co pozostaje w zgodzie z sugerowaną przez A. Żylińską awalońską proveniencją paleobiogeograficzną kambru łysogórskiego.

Podstawowe wnioski paleogeograficzne

1. Najważniejszą obserwacją, jaką można wynieść z analizy przedstawionych materiałów jest fakt silnej zmienności wpływów poszczególnych prowincji paleobiogeograficznych w profilach

skał kambryjskich. Wskazuje to na pośrednią pozycję, jaką zajmowały baseny świętokrzyskie, baseny sedymentacyjne pomiędzy głównymi „paleokontynentami” Baltiki i Gondwany, oraz na stosunkowo niewielkie odległości dzielące główne bloki tektoniczne w kambrze.

2. Charakterystyczną cechą dolnego i środkowego kambru Gór Świętokrzyskich jest obecność wielu taksonów endemicznych, zarówno wśród trylobitów jak i brachiopodów. Zupełnie inne są ogólne charakterystyki zespołów ramienionogów i akritarchów na platformie wschodnioeuropejskiej i w Górach Świętokrzyskich. Sugeruje to, że pomimo ewidentnych związków z głównymi „paleokontynentami” tego okresu, obszar świętokrzyski był jednak niezależnym blokiem tektonicznym. Silne mieszanie się wpływów poszczególnych prowincji biogeograficznych, a przede wszystkim brak jakiegokolwiek kierunku tendencji w zmienności zespołów faunistycznych, może sugerować, że ich przyczyną nie była „wędrówka kontynentów”, ale raczej zmiana powiązań pomiędzy morzami szelfowymi pozostającymi w stosunkowo niewielkiej odległości pomiędzy sobą. Potwierdza to więc obserwację Moczydłowskiej (1995), która tak właśnie rekonstruowała ówczesny rozkład poszczególnych paleokontynentów.

3. Nowocześnie opracowane trylobity kambru górnego regionu łysogórskiego w sposób przekonujący dokumentują skomplikowane powiązania biogeograficzne w kambrze górnym. Widać wyraźnie ewolucję proveniencji od awalońskiej poprzez mieszane zespoły z udziałem większej ilości form endemicznych po zespoły ze zdecydowaną przewagą okazów bałtyckich i zastąpieniu wpływów prowincji atlantyckiej poprzez formy z Gondwany. Warto zauważyć, że w górnym kambrze poszczególne paleokontynenty dalej pozostawały w zbliżonej pozycji, czego dowodzi zunifikowana mikroflora akritarchowa.

4. Niestety z powodu braku osadów dolnokambryjskich w regionie łysogórskim i górnokambryjskich na bloku kieleckim nie możemy rozsądzić, czy oba te bloki zajmowały w kambrze podobną pozycję. Jeśli tak, to trzeba zaznaczyć, że pomiędzy niższą częścią kambru środkowego dokumentowaną na południu a niższą częścią kambru górnego znaną z Łysogór, zaszła kolejna zmiana w powiązaniach paleogeograficznych. W obszarze kieleckim najmłodsze znane osady kambru zawierają bałtyckie trylobity a zespół najstarszych trylobitów z kambru górnego Łysogór wykazuje awalońskie powinowactwo paleogeograficzne.

W dyskusji brali udział: J. Malec, S. Salwa, W. Trela i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 marca 2003 r.

Zbigniew SZCZEPANIK: Pozycja paleogeograficzna Gór Świętokrzyskich w ordowiku w świetle badań paleontologicznych — przegląd istniejących danych

Ordowik regionu kieleckiego.

Trylobity. Najstarsze trylobity ordowickie w Górach Świętokrzyskich rozpoznane zostały w rejonie Bukówki dopiero w osadach zaliczanych do górnego arenigu. Opisywana stąd przez Czarnockiego (1928) fauna trylobitowa wskazuje na bałtycką proveniencję paleogeo-

graficzną. Informacje te pochodzą sprzed prawie 80 lat i dotychczas nie zostały zrewidowane w świetle nowszej literatury paleontologicznej. Nowoczesne badania przeprowadzone przez Dzika i Pisere (1994) wskazują, że w wyższej części arenigu zawartego w profilu wapieni z Mójczy występują trylobity wykazujące większe pokrewieństwo do trylobitów z Gondwany. Poza bałtyckim *Cybele*, znanym również ze wspomnianego stanowiska z Bukówki, występujący tu zespół trylobitowy jest bardzo podobny do zespołów z gór Taurus z Turcji.

W osadach lanwiru trylobity znajdowane są dosyć licznie. Zdecydowana większość oznaczonych taksonów reprezentuje bałtycką prowincję trylobitową. Jednak znaleziono również pojedyncze okazy, które można uznać za powiązane poprzez Czechy z obszarem Gondwany (*Niobe innotata*).

Nieliczne trylobity z karadoku reprezentowane są przez formy wskazujące na powinowactwo faunistyczne z obszarem Czech. Istotnym dla rozważań paleogeograficznych jest fakt, że identyczna fauna planktonicznych trylobitów występuje w iłowcach po obu stronach strefy kieleckiej, co wskazuje na jednorodność terytorialną całego bloku świętokrzyskiego w ordowiku.

W aszgilu rozpoznano, głównie dzięki pracom Z. Kielan, bardzo liczny zespół trylobitowy wskazujący na powinowactwo faunistyczne zarówno z obszarem Skandynawii, jak i Czech, jednak większość z rozpoznanego zespołu stanowią taksony endemiczne.

Brachiopody. W transgresyjnych sekwencjach dolnego ordowiku rejonu kieleckiego i zbrzańskiego, bardzo licznie występują bezzawiasowe ramienionogi. Występują one zarówno w seriach datowanych przy pomocy konodontów na górny tremadok, jak i w młodszych skałach dolnego arenigu. Bezzawiasowe, pseudoplanktoniczne Inarticulata opracowywane są od wielu lat przez W. Bednarczyka. Według tego badacza (Bednarczyk, 1999) reprezentują one asocjację brachiopodową, której obszarem pierwotnego rozwoju był czeski basen zaliczany do tremadoku–arenigu, skąd fauna ta migrowała na inne obszary.

W wyższej części arenigu i w lanwirnie, w osadach zaczynają dominować brachiopody z grupy *Articulata*, które występują w formacji piaskowców ortidowych z Dymin oraz w obrębie formacji wapieni z Mójczy (Bednarczyk, 1980). Taksony opisane z tych warstw jednoznacznie wskazują na ich bałtycką proveniencję. Warto jednak zauważyć, że wśród oznaczonych stąd brachiopodów są również formy znane także z obszaru Laurentii (*E. spinosum*) (Bednarczyk i Biernat, 1978; Bednarczyk, 1990).

W karadoku znowu zaczynają dominować w osadzie bezzawiasowe brachiopody pseudoplanktoniczne z rodzajów *Lingulella*, *Paterula*, i *Hisingerella*, wśród których najbardziej charakterystyczną, kosmopolityczną formą jest *Paterula bohémica* Barrande. Formy te występują najczęściej w ilasto-mułowcowych facjach formacji iłowców z Jeleniowa, po obu stronach głównej dyslokacji świętokrzyskiej (Bednarczyk, 1980).

W najwyższej partii profilu ordowickiego regionu kieleckiego pojawiają się licznie brachiopody (głównie *Articulata*) charakterystyczne dla tzw. fauny Hirnantia. Są to bardzo popularne na świecie, kosmopolityczne zespoły znane zarówno z obszaru Baltiki jak i Awalonii, Laurentii, Gondwany i Syberii. Zespół brachiopodowy Hirnantia najlepiej zbadany został w obrębie synkliny bardziańskiej, najbardziej przypomina faunę znaną z Wielkiej Brytanii (Temple, 1965).

Małżoraczk. Istotne ze względów paleogeograficznych badania ostrakodów przeprowadziła Olempska (1994). Przebadła ona duży fragment profilu ordowiku (górny arenig–dol-

ny aszgil) zawarty w profilu wapieni w Mójczy. Najważniejszą obserwacją, jaką poczyniła autorka jest bardzo duży udział w zespole taksonów endemicznych. Stanowią one większość opisywanych form we wszystkich poziomach ordowiku świętokrzyskiego. Taksony, które rozpoznano poza blokiem Gór Świętokrzyskich, znane są w zdecydowanej większości jedynie z obszarów Baltiki. W materiale z Gór Świętokrzyskich rozpoznano 42 rodzaje wspólne z Baltoskandią. Trzeba tu jednak zauważyć, że w zespołach świętokrzyskich brak wielu rodzajów występujących na Baltice.

W dolnym ordowiku brak powiązań mikrofauny ostrakodowej z innymi niż Baltika obszarami, fakt ten może być po części tłumaczony słabym rozpoznaniem zespołów dolnoordowickich spoza Baltiki (Varnier i in., 1989).

W środkowym ordowiku w dalszym ciągu widoczne jest silne powinowactwo faunistyczne z obszarem bałtyckim. Szczególnie dobrze widoczne jest na poziomie rodzajów, choć Olempska (1994) rozpoznała także wspólne gatunki mikrofauny małżoraczkowej. Powiązania z obszarem brytyjskim (Awalonia) i Ibero-Armoryką wyrażone są jedynie poprzez obecność kilku wspólnych rodzajów. Podobnie jednak jak w arenigu, także w ordowiku środkowym, w zespołach świętokrzyskich brak jest wielu taksonów charakterystycznych dla Baltiki. W okresie lanwimu i karadoku basen świętokrzyski nie miał więc raczej bezpośrednich, możliwych do pokonania przez migrujące ostrakody, powiązań z basenami sedymentacyjnymi Baltoskandii.

W ordowiku górnym (niższej części aszgilu) stan zachowania znajdowanych okazów znacznie się pogarsza a liczebność rozpoznanych zespołów maleje. Generalnie jednak wg E. Olepskiej można zaobserwować większe zróżnicowanie pomiędzy mikrofauną z Mójczy a zespołami bałtyckimi, polegające na różnicach w proporcjach występowania poszczególnych rzędów. Jednak ciągle występują wspólne rodzaje a nawet gatunki.

Na tle innych grup skamieniałości, ordowickie ostrakody charakteryzują się znacznie większym udziałem form endemicznych. Warto jednak zauważyć, że profil Mójczy nie zawiera osadów górnego tremadoku, dolnego arenigu ani górnego aszgilu gdzie obserwowano najsilniejsze związki bentosu świętokrzyskiego z innymi basenami niż baseny bałtyckie.

Konodonty. Już w starszej literaturze dotyczącej problematyki konodontowej, kwestia paleogeograficznych powiązań zespołów konodontowych z Mójczy z innymi obszarami była przedmiotem zainteresowania autorów. Bednarczyk (1971) w ujętym tabelarycznie zestawieniu zasięgów i geograficznego rozprzestrzenienia konodontów wyraźnie wykazuje dużą zbieżność w rozkładzie występowania form z Gór Świętokrzyskich z obszarami Skandynawii i platformy wschodnioeuropejskiej oraz nieco mniejsze z ordowikiem prowincji atlantyckiej (Wielka Brytania, atlantyckie wybrzeża Stanów Zjednoczonych i Kanady). Również Dzik (1978), porównując zespół mikrofaunistyczny ze znaleziskami ordowickich konodontów z Sudetów, jednoznacznie kojarzy mikrofaunę z Mójczy z szeroko pojętym obszarem bałtyckim, notując tylko jeden takson o proveniencji amerykańsko-brytyjskiej *Rhodosognathus elegans* (Rhodes). W nowszym opracowaniu (Dzik, 1994), problem powinowactwa pomiędzy zespołami konodontowymi z Gór Świętokrzyskich a innymi rejonami nie jest rysowany tak jednoznacznie. Widoczne jest tutaj znacznie większe zróżnicowanie w powinowactwie paleogeograficznym poszczególnych taksonów. W najniższej partii profilu, zdecydowanie dominują taksony bałtyckie, ale nawet tutaj można znaleźć formy, które wykazują powiązanie z basenami Awaloni, Laurentii, Gondwany czy obszaru Azji i Australii. W wyższej części

profilu (ordowik środkowy) udział form znanych z Baltiki maleje, rośnie zaś znaczenie konodontów znanych z prowincji atlantyckiej (Avalonii) oraz obszaru australo-azjatyckiego. Tendencja spadku ilościowego form z Baltoskandii utrzymuje się już do końca ordowiku, gdzie ich dominującą pozycję zaczynają przejmować konodonty z obszaru atlantyckiego a w zespolach wzrasta także ilość zimnolubnych form gondwańskich.

Dzik (1994) w swojej pracy przedstawił także analizę powiązań paleogeograficznych opartą o porównanie charakterystycznych „wydarzeń ewolucyjnych”. Zwraca uwagę fakt, że o ile w niższej partii profilu identyfikowane są przez niego linie rozwojowe i wydarzenia ewolucyjne znane z obszaru bałtyckiego to w karadoku i aszgilu lepiej identyfikowalne są zmiany ewolucyjne charakterystyczne dla Wielkiej Brytanii.

Interesujących danych paleogeograficznych opartych o wyniki badań konodontowych dostarczyła praca Dzika (1999), w której zajął się on problematyką zmian w populacjach konodontowych górnego ordowiku związanego z górnoodrowicką epoką lodowcową. Szybkie zmiany w składzie taksonomicznym i proporcjach ilościowych występujących tu gatunków konodontowych wiązane są z gondwańskimi glacjałami i interglacjałami, które dowodzą, że obszar świętokrzyski znajdował się w strefie klimatu umiarkowanego.

Akritarchy. W połowie lat 70-tych, kiedy zebrano pierwszą partię informacji o rozmieszczeniu zespołów akritarchowych w różnych profilach ordowiku, pojawiły się opracowania syntetyzujące, które sugerowały wyraźne zróżnicowanie mikroflor charakterystycznych dla dwóch prowincji paleogeograficznych (Vavrdova, 1974). Wyróżniono prowincję bałtycką, ze zdecydowaną przewagą ilościową taksonów należących do grupy *Acanthomorphitae*, oraz prowincję medytekańską, w której dominują akritarchy o symetrii diacrodalnej *Diacromorphitae*. Prowincje te wyraźnie zaznaczają się w arenigu i funkcjonują aż do górnego ordowiku, kiedy to w efekcie likwidacji morza Tornquista w górnym ordowiku następuje ponowna unifikacja mikroflory.

Najstarsze, niewątpliwie ordowickie zespoły mikroflorystyczne pochodzą z mułowców z chalcedonitami ze Zbilutki (Górka, 1968; Szczepanik, 1997). Zawierają bardzo charakterystyczną mikroflorę zdominowaną przez *Diacrodidae* i „galeate”. Jest to zespół typowy dla tremadockich obszarów z wielu rejonów świata, poza osadami wschodniej i centralnej części Ameryki Północnej i Chin. Bardzo podobne zespoły stwierdzono w tremadoku Anglii (Rasul i Downie, 1974; Molyneux i Rushton, 1988), oraz w osadach z pogranicza tremadoku i arenigu w Walii (Molyneux i Dorning, 1989). Pewne podobieństwa dostrzec można z zespołami północno-wschodnich Niemiec (Servais i Katzung, 1993) i zachodniej Europy. Duża liczba akritarchów z rodzajów *Leiofusa*, *Pirea* wskazuje z kolei na podobieństwa do zespołów czeskich (Vavrdova, 1982). Wiele jest także form znanych z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej (Volkova, 1990). Obecność tego zespołu w Górach Świętokrzyskich, potwierdza zatem tezę o relatywnie małym zróżnicowaniu zespołów palinologicznych tremadoku, przynajmniej na obszarach dzisiejszej Europy.

Z osadów arenigu rejonu Brzeziny pochodzi zespół akritarchowy jaki pozyskano w trakcie ostatnio wykonanych prac ziemnych. Nie został on jeszcze opracowany, ale już obecnie można powiedzieć, że reprezentuje on typowo bałtycką mikroflorę zdominowaną przez *Diacromorphitae* bez typowych dla Perygondwany form o symetrii diakriodolnej.

Zespół ten reprezentujący szeroki przedział czasowy, rozpoznany został w landeilu otworu Szumsko-Kolonia 2 i próbie o bliżej niesprecyzowanym wieku (? karadok) ze Zbrzy

(Szczepanik, 1997). W preparatach palinologicznych dominują taksony znane zarówno z obszaru Baltiki (Kjelstrom, 1971, 1976; Górka, 1979, 1980, 1987; Tynni, 1982), jak i w mniejszym stopniu Laurentii (Jacobson, 1978). Cytowane i ilustrowane przez Jachowicz (w: Buła i Jachowicz, 1996) rodzaje: *Baltisphaeridium*, *Ordovicidium* wskazują na bliskość geograficzną Gór Świętokrzyskich i Górnego Śląska w środkowym–górnym ordowiku oraz bliski związek obu regionów z obszarem Baltiki.

Rozpoznanie wśród akritarchów aszgilskich z otworu Szumsko Kolonia 2 kilku form należących do rodzaju *Frankea* (Szczepanik, 1997) stanowi duże zaskoczenie i jest trudne do wyjaśnienia. Takson ten jest „sztandarową” formą charakterystyczną dla skał dolnego i środkowego ordowiku chłodnej „perygondwańskiej” paleoprowincji akritarchowej (Servais, 1993). Niektórzy badacze sugerują nawet, że jest on związany jedynie z szerokościami okołobiegunowymi, wyższymi niż 60° (Colbath, 1990 *vide* Servais, 1995). Pośród kilku możliwych interpretacji tego znaleziska najbardziej prawdopodobnym wydaje się być koncepcja zbliżenia się Perygondwany do obszaru Małopolskiego i złożenia redeponowanych form dolnoordowickich z Gondwany na wtórnym złożu, w aszgilskim basenie sedimentacyjnym.

Inne grupy skamieniałości. Grupą bardzo ważną w badaniach skał ordowickich na świecie, a stosunkowo słabo poznaną w rejonie świętokrzyskim są Chitinozoa. W dwóch pracach dotyczących tych mikroskamieniałości Szaniawski w: Chlebowski i Szaniawski (1974), Wrona (2002). Badacze zaobserwowali formy związane z bałtycką prowincją paleobiogeograficzną. H. Szaniawski oznaczał zaliczane do arenigu formy z Międzygórza w regionie kieleckim a R. Wrona górnolanwirskie i karadockie formy z Pobroszyna w regionie łysogórskim. Pojedyncze okazy rodzajów o proveniencji perygondwańskiej w zespole opracowanym przez R. Wronę można rozważać bądź w kontekście wcześniejszych powiązań basenu sedimentacyjnego z tą strefą, bądź (co wydaje się bardziej prawdopodobne) z redepozycją starszych, być może należących do arenigu okazów z erodowanych skał ordowickich innych obszarów, co jest opisywane z wielu profili ordowickich.

Podstawowe wnioski paleogeograficzne.

W świetle zestawionych danych wynikających z obserwacji trendów rozwojowych w poszczególnych grupach skamieniałości można wyciągnąć kilka podstawowych wniosków dotyczących paleogeografii regionu świętokrzyskiego w ordowiku:

1. Nie ma żadnych przesłanek faunistycznych i florystycznych sugerujących zróżnicowanie fauny w regionie kieleckim i łysogórskim. W ordowiku oba te bloki tektoniczne zajmowały pozycję zbliżoną do siebie na tyle, że występująca tam fauna uległa unifikacji.

2. Utwory górnego tremadoku i dolnego arenigu w rejonie kieleckim, a być może także łysogórskim (Pobroszyn), zawierają zespół brachiopodowy o charakterze mieszanym, zawierający zarówno formy czeskie jak i bałtyckie. Współwystępują one z bałtyckimi konodontami i kosmopolityczną mikroflorą akritarchową, która jednak bardzo przypomina swoim składem zespoły gondwańskie. Należy zauważyć, że w najwyższym kambrze regionu łysogórskiego, w składzie zespołów trylobitowych rośnie udział taksonów związanych z Gondwaną. Widać więc tutaj pewną trwałość powiązań geograficznych w czasie.

3. Okres arenigu górnego i lanwimu to czas najsilniejszych związków fauny i flory regionu świętokrzyskiego z Baltiką. Zespoły konodontów, ostrakodów, zawiasowych brachiopodów a przede wszystkim typowo bałtyckie Acritarcha, wskazują na bardzo silne powiązania z platformą wschodnioeuropejską i Skandynawią

4. Począwszy od karadoku, następuje powolne mieszanie się fauny i flory z różnych prowincji paleobiogeograficznych, sygnalizowane poprzez wzrost udziału form perygondwańskich. W niektórych ważnych paleobiogeograficznie grupach (np. Acritarcha) następuje w tym czasie unifikacja składu taksonomicznego zespołów różnych prowincji paleobiogeograficznych. Tendencja do unifikacji zespołów fauny osiąga największe nasilenie w górnym aszgilu, gdzie manifestuje się poprzez obecność tzw. fauny Hirnantia. Praktycznie identyczne zespoły brachiopodów i trylobitów z tego okresu znane są z całej Europy i szeroko poza nią.

5. Wartym zauważenia jest fakt, że w ordowiku świętokrzyskim taksony typowo bentoniczne (zawiasowe brachiopody, małżoraczki) wykazują większe związki z obszarem bałtyckim, natomiast pseudoplanktoniczne Inarticulata czy pelagiczne trylobity często wskazują na południowoeuropejskie powinowactwo paleogeograficzne. Wskazuje to na istnienie bezpośrednich płytkowodnych połączeń z epikontynentalnymi morzami Baltiki i sugeruje istnienie bariery otwartego morza pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i Awalonią oraz blokami Perygondwany.

6. Nawet w okresie bardzo bliskich związków faunistycznych z Baltiką (arenig–lanwirm) nie doszło do całkowitego połączenia zbiornika świętokrzyskiego z szelfami Baltoskandii. Dowodzą tego bardzo czułe paleobiogeograficznie ostrakody, które pomimo dużego podobieństwa na poziomie rodzajów różnią się jednak zdecydowanie składem taksonomicznym poszczególnych gatunków.

W dyskusji brali udział: J. Malec, S. Salwa, W. Trela i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 26 marca 2003 r.

Jan MALEC: Paleogeografia syluru i najniższego dewonu Gór Świętokrzyskich w świetle badań paleontologicznych

Analizę wartości paleogeograficznej fauny syluru i najniższego dewonu Gór Świętokrzyskich opracowano na podstawie publikacji oraz dostępnych opracowań archiwalnych. Uwzględniono tylko faunę bentoniczną, w obrębie której wykorzystano jedynie taksony oznaczone z dokładnością do gatunku lub określone jako podobne do danego gatunku. Pominęto natomiast te, które opisane zostały jedynie do rodzaju oraz niektóre formy opracowane przez starszych badaczy, o niepewnej przynależności systematycznej.

Zespoły fauny bentonicznej pochodzące z syluru i najniższego dewonu Gór Świętokrzyskich rozpatrywano pod kątem związków paleogeograficznych z obszarami Gondwany, Perygondwany, Awalonii, Laurencji, Baltiki, Azji oraz Australii. W obrębie poszczególnych grup skamieniałości, analizowanych od wczesnego wenloku po wczesny dewon, dokumentowano taksony na szczeblu gatunkowym, występujące także na wymienionych wyżej obszarach. Stwierdzono, że w niektórych poziomach biostratygraficznych, w obrębie wszystkich

badanych grup faunistycznych występuje silniejsze powinowactwo gatunkowe z pewnymi obszarami a mniejsze z innymi.

Profil syluru i najniższego dewonu z obszaru świętokrzyskiego zawiera znaczące stratygraficznie interwały pozbawione dokumentacji paleontologicznej użytecznej dla celów porównań faunistycznych. Obejmują one landower, wyższy ludlow i większą część przydolu. Zawarte są w nich odmiany facjalne osadów, niekorzystne dla występowania lub stanu zachowania skamieniałości. W przypadku syluru, głębokowodne łupki graptolitowe landoweru pozbawione są fauny bentonicznej, natomiast fliszowe utwory szarogłazowe ludlowu i przydolu są bardzo ubogie w skamieniałości.

W sekwencji syluru i najniższego dewonu Gór Świętokrzyskich występuje kilka horyzontów stratygraficznych ze stosunkowo licznymi skamieniałościami bentonicznymi przydatnymi do korelacji paleogeograficznych z innymi obszarami. Obejmują one prawie cały wenlok, dolny i górny ludlow oraz pogranicze przydolu i lochkovu.

Przeprowadzono łączną analizę paleogeograficzną gatunków występujących w zbliżonej litofacji wenloku i najniższego ludlowu. Objęto nią ogółem 92 gatunki reprezentujące małże, ramienionogi, trylobity i małżoraczki. Stwierdzono, że największy udział w badanym zespole faunistycznym mają taksony występujące na obszarze Gondwany i Perygondwany (około 42%). Na obszarze Awalonii znanych jest około 28% z analizowanych gatunków, a na Baltice 24%. Podrzedną ilość stanowią gatunki znalezione w Azji i Australii (około 5%) i znikomą (poniżej 1%) opisane z obszaru Laurencji.

W analogiczny sposób przeprowadzono łączną analizę paleogeograficzną dla 62 gatunków bentonicznych skamieniałości (koralowce, ramienionogi, trylobity i małżoraczki) występujących w utworach szarogłazowych i węglanowych górnego ludlowu. W zespole faunistycznym z Gór Świętokrzyskich, 58% stanowią gatunki opisane także z Baltiki, ponad 27% rozpoznanych zostało na mikrokontynentach Awalonii, około 8% na obszarze Gondwany i Perygondwany, oraz 6% na Laurencji. Nie stwierdzono w nim gatunków występujących na kontynencie azjatyckim i australijskim.

Analizę paleogeograficzną zespołu faunistycznego z pogranicza syluru i dewonu wykonano na podstawie 103 gatunków należących do ramienionogów, małżów i trylobitów. Stwierdzono w nim ponad 48% gatunków występujących na obszarach wchodzących wcześniej w skład Awalonii, około 23% znanych z Gondwany i Perygondwany oraz ponad 19% rozpoznanych na obszarze Baltiki. Niewielki udział stanowią gatunki znalezione na kontynentach Azji i Australii (około 8%), i marginalny (poniżej 1%) — opisane z obszaru Laurencji.

Z przedstawionej analizy paleogeograficznej wynika, że w wenloku i wczesnym ludlowie (a najprawdopodobniej także i w landowerze), obszar dzisiejszych Gór Świętokrzyskich położony był najbliżej mikrokontynentów Perygondwany i Gondwany oraz najprawdopodobniej znajdował się w zbliżonej relacji przestrzennej w stosunku do Awalonii i Baltiki.

Fauna z późnego ludlowu wskazuje na stosunkowo odległe położenie w tej epoce Gór Świętokrzyskich w stosunku do Gondwany i Perygondwany. Znacznie bliżej Gór Świętokrzyskich znajdowały się wówczas mikrokontynenty Awalonii. Duża liczba wspólnych gatunków z Baltiką świadczy o bardzo bliskim sąsiedztwie Gór Świętokrzyskich z tym obszarem. Należy przypuszczać, że nastąpiło ich zbliżenie i powstanie wspólnej strefy szelfowej. W późnym ludlowie widoczny jest słaby związek biopaleogeograficzny z Laurencją i jego zanik z obszarem Azji i Australii.

W późnym sylurze i wczesnym dewonie miało miejsce dalsze zbliżenie Gór Świętokrzyskich do obszarów tworzących wcześniej Awalonię. Znaczna liczba wspólnych gatunków wskazuje na łączący je obszar szelfowy. Na przełomie syluru i dewonu nastąpiło względne przybliżenie Gondwany i mikrokontynentów Perygondwany do obszaru Gór Świętokrzyskich, które podobne powinowactwo faunistyczne wykazują także z Baltiką. Wskazuje na to zbliżony udział w faunie „świętokrzyskiej” gatunków występujących na tych obszarach. W omawianym przedziale czasu prawie zupełnie zanikają związki faunistyczne Gór Świętokrzyskich z Laurencją, przy ich niewielkiej łączności z Azją i Australią.

Powiązania paleogeograficzne Gór Świętokrzyskich w okresie wczesny sylur–wczesny dewon, uzyskane na podstawie porównań faunistycznych, pokrywają się w ogólnym zarysie z dotychczasowymi rekonstrukcjami wykonanymi w tym zakresie.

W dyskusji brali udział: W. Trela, Z. Szczepanik, A. Romanek, S. Salwa i prelegent.

Posiedzenie naukowe odbyło się w dniu 28 maja 2003 r.

Jan MALEC: Znaczenie paleogeograficzne małżoraczków syluru Gór Świętokrzyskich

W sylurze Gór Świętokrzyskich, mikrofauna małżoraczkowa rozpoznana została w ograniczonym zakresie. Skamieniałości tych nie opisano jak dotychczas z utworów landoweru i wenloku.

Najstarsze ostrakody notowane są dopiero z nienajniższego ludlowu, głównie z regionu kieleckiego ale także i z regionu łysogórskiego. Opisano je z łupków graptolitowych z charakterystyczną fauną małżową, określaną jako „łupki z *Cardiola interrupta*”, z okolic Brzezinek, Kielc (Niewachłów), Kleczanowa, Niestachowa, Zalesia i Widełek. W utworach tych występuje zespół małżoraczków złożony z form planktonicznych, reprezentowanych przez gatunki: *Bolbozoe bohémica* (Barrande), *B. anomala* (Barrande), „*Entomozoe*” *migrans* (Barrande) i *Rhomboentomozoe rhomboidea* (Barrande). Pozycja biostratygraficzna warstw z wymienionymi małżoraczkami mieści się najprawdopodobniej w obrębie graptolitowych poziomów *L. scanicus parascanicus*–*C. aversus* (= *S. leintwardinensis*) (według zonacji Urbanka i Tellera, 1997).

Małżoraczki planktoniczne pochodzące z „łupków z *Cardiola interrupta*” charakteryzują się stosunkowo szerokim rozprzestrzenieniem paleogeograficznym na obszarze Perygondwany i Awalonii. W sylurze Europy gatunki te znane są z Czech (Barrandian), Sardynii, Francji i Anglii (Walia). Zbliżone formy planktoniczne opisano z syluru Hiszpanii i Portugalii. Planktoniczne entomozoidy związane są z obszarem zewnętrznego szelfu lub/i skłonu basenu. Z powodu bariery paleoekologicznej i batymetrycznej nie występują na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej.

Na obszarze Polski, starsze stratygraficznie małżoraczki dolnego syluru, interesujące z paleogeograficznego punktu widzenia, opisano z wenloku obszaru depresji podlaskiej

(Nehribg-Lefeld, 1987). W liczonym zespole obejmującym 36 gatunków bentonicznych stwierdzono 29 form występujących wyłącznie na Baltice oraz 7 znanych także z Awalonii, głównie z obszaru Walii. W obrębie omawianego zespołu nie ma form gondwańskich, perygondwańskich ani laurentyjskich.

Młodsza stratygraficznie fauna małżoraczkowa syluru Gór Świętokrzyskich rozpoznana została w górnej części sekwencji szarogłazowej górnego ludlowu, w warstwach kieleckich z północnej części Kielc. Małżoraczki występujące w tych utworach reprezentowane są prawie wyłącznie przez beyrichidy należące do gatunku *Neobeyrichia lauensis* (Kiesow). W najwyższej części serii szarogłazowej obecne są ponadto leperditie z gatunku *Herrmannina isakovtsyensis* Abushik. Obecne w szarogłazach graptolity wskazują, że warstwy z małżoraczkami należą do poziomu *P. latilobus*–*M. (S.) balticus* górnego ludlowu.

W sylurze Europy, małżoraczki *Neobeyrichia lauensis*, znane są z zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej (Szwecja, Estonia, Łotwa, Podole) oraz z Anglii (Walia), co oznacza, że ograniczone są wyłącznie do obszaru Baltiki i Awalonii. Takson ten, podobnie jak i inne beyrichidy należy do form bentonicznych związanych z otwartym szelfem. Gatunek *Herrmannina isakovtsyensis*, występujący w stropowej części szarogłazów warstw kieleckich, opisany został z syluru Podola. Małżoraczki te należą do form bentonicznych ograniczonych do środowisk pływowych i/lub lagunowych.

Obecność małżoraczków *N. lauensis* i *H. isakovtsyensis* we fliszowych osadach szarogłazowych warstw kieleckich wskazuje na ich redepozycję. Świadczą o tym także zespoły płytkowodnej fauny towarzyszącej tym ostrakodom. Do zbiornika późnosylurskiego z północnej części Kielc, małżoraczki te zostały redeponowane ze środowisk płytkowodnych w tym i lagunowych, znajdujących się w północnej części regionu kieleckiego. Z danych paleotermicznych i paleomiąższościowych wynika, że w późnym sylurze obszar północnej części Kielc, pod względem paleotektonicznym należał do regionu łysogórskiego. Na wypiętrzonym w tym czasie regionie kieleckim (masywie małopolskim) odbywała się względnie krótkotrwała sedymentacja w warunkach płytkomorskich.

Występowanie małżoraczków reprezentowanych przez bentoniczne beyrichidy i leperditie w górnej części szarogłazów warstw kieleckich wskazuje, że w dobie *P. latilobatus*/*M. (S.) balticus*, region kielecki Gór Świętokrzyskich (i najprawdopodobniej masyw małopolski) połączony był wspólnym szelfem z obszarem Baltiki. Pospolite w szarogłazach beyrichidy, świadczą także o braku w tym okresie powiązań z fauną małżoraczkową Czech. Na ostatnim obszarze, w późnym ludlowie występuje zupełnie inny zespół małżoraczkowy, nie mający żadnych wspólnych gatunków z Górami Świętokrzyskimi ani z obszarem platformy wschodnioeuropejskiej.

Najmłodsze małżoraczki syluru Gór Świętokrzyskich udokumentowano w górnej części warstw rzepińskich w regionie łysogórskim. Reprezentowane są przez liczny i urozmaicony taksonomicznie zespół, w obrębie którego wyróżniono 12 gatunków (Malec, 2000). Badania biostratygraficzne wskazują, że wiek tych małżoraczków przypada na pogranicze ludlowu i przydolu. W profilu Rzepina występują one we wkładkach marglistych znajdujących się w obrębie wapieni biostromalnych z koralowcami i stromatoporoidami, ograniczonych w spagu i w stropie mułowcami i iłowcami oraz drobnoziarnistymi piaskowcami szarogłazowymi.

Pod względem paleoekologicznym małżoraczki te odpowiadają ekotypowi eifelskiemu, typowemu dla otwartomorskich, płytkowodnych i względnie wysokoenergetycznych środowisk. Wykazują one ścisły związek faunistyczny na szczeblu gatunkowym z ostrakodami

opisanymi z obszaru zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej. Gatunki małżoraczków z Rzepina występują w osadach z pogranicza ludlowu i przydolu na obszarze depresji perybaltyckiej, w Szwecji, Estonii, Łotwie, Litwie i Podolu, tzn. wyłącznie na obszarze Baltiki. Nie wykazują natomiast żadnych powiązań z fauną Barrandianem (Perygondwana), gdzie na pograniczu ludlowu i przydolu występuje zupełnie odmienny zespół małżoraczkowy — charakterystyczny dla rejonów położonych wokół wysp wulkanicznych.

W dyskusji brali udział: Z. Szczepanik, W. Trela, M. Kuleta i prelegent.

Posiedzenie naukowe odbyło się w dniu 28 maja 2003 r.

Jan MALEC: „Formacja łupków z Widełek” w profilu syluru regionu południowego Gór Świętokrzyskich

Profil syluru regionu południowego Gór Świętokrzyskich złożony jest z dwóch głównych jednostek litostratygraficznych: łupków graptolitowych oraz leżących powyżej osadów szarogłazowych. Według dotychczasowych danych, osady szarogłazowe kończące sedymentację syluru, w części stropowej charakteryzują się najgrubszą frakcją, do zlepieńcowej włącznie. W regionie tym sylur jest silnie zerodowany, a na szarogłazach leżą z dużą niezgodnością stratygraficzną terygeniczne osady dewonu dolnego. Miąższość zachowanej serii szarogłazowej szacowana jest przez różnych autorów od 200 do 400 m.

Przedstawiony powyżej ogólny schemat sekwencji syluru został w ostatnim okresie zakwestionowany w odniesieniu do jego najwyższej części (Stupnicka i in., 1991; Stupnicka, 1995). Według Stupnickiej (*op. cit.*), sedymentacja syluru w regionie południowym nie kończy się szarogłazami niewachlowskimi, lecz leżącymi nad nimi łupkami z fauną graptolitową, należącymi do górnego ludlowu. Dopiero na tych utworach mają zalegać niezgodnie terygeniczne osady dewonu dolnego.

Badane przez Stupnicką i in. (1991) łupki z graptolitami znajdują się w zachodniej części synkliny bardziańskiej, gdzie odsłaniają się wzdłuż drogi polnej z Widełek do Zarobin. Według Stupnickiej (*op. cit.*), w profilu tym łupki leżą na szarogłazach niewachlowskich, których bieg warstw wynosi 30° a upad 15° na wschód. W profilu Widełek, miąższość szarogłazów niewachlowskich oszacowana została na około 50 m, a miąższość rzeczywista łupków na 8–10 m. W górnym sylurze regionu południowego Gór Świętokrzyskich, łupki z graptolitami wyróżnione zostały w postaci nowej jednostki litostratygraficznej — formacji łupków z Widełek (Stupnicka i in., 1991; Stupnicka, 1995). Pozycja biostratygraficzna formacji łupków z Widełek określona została w zakresie poziomów graptolitowych *Bohemograptus bohemicus*–? *Neocucullograptus kozłowski*. Wskazuje ona, że sedymentacja łupków miała trwać od końca ludlowu dolnego do końca ludlowu górnego. Według Stupnickiej (*op. cit.*), dopiero po sedymentacji formacji łupków z Widełek, w południowej części Gór

Świętokrzyskich nastąpiły ruchy tektoniczne, które spowodowały podniesienie antyklinorium klimontowskiego i jego erozję.

Formację łupków z Widełek, Stupnicka (1995) uznała za równowiekową z szarogłazami warstw kieleckich występujących w stropowej części sekwencji szarogłazowej syluru w północno-zachodnim rejonie Kielc. Autorka uważa, że utwory te obecne są także w profilu syluru w Niestachowie, gdzie występują bezpośrednio w stropie szarogłazów niewachlowskich. W profilu tym, na zerodowanej powierzchni łupków z Widełek Stupnicka umieszcza górnosylurskie piaskowce formacji z Niestachowa. Dopiero na zerodowanej powierzchni tych ostatnich znajdują się piaskowce lądowe emsu.

Utwory syluru występujące w rejonie Widełek były przedmiotem wcześniejszych prac geologicznych wykonywanych na tym terenie na podstawie materiałów pochodzących z odsłoneń, jak również uzyskanych z profili otworów wiertniczych (por. Czarnocki, 1957; Tomczykowa, 1958; Ryka i Tomczyk, 1959; Tomczyk, 1970; Filonowicz, 1976). Wymienieni badacze, w sekwencji syluru okolic Widełek wyróżnili zarówno łupki graptolitowe wenloku i ludlowu jak również osady szarogłazowe ludlowu. Przedstawione przez nich wyniki badań są jednoznaczne jeśli chodzi o pozycję stratygraficzną występujących na tym obszarze utworów syluru, niezależnie od tego czy były prowadzone na podstawie danych z odsłoneń terenowych czy też uzyskanych z profili wierceń. Wszyscy autorzy podają, że piaskowce szarogłazowe spoczywają nad łupkami graptolitowymi, a w części zachodniej obszaru zapadają na SW.

Przedstawione powyżej rozbieżności dotyczące stratygrafii syluru, oraz wynikające z nich konsekwencje dla właściwego rozpoznania sedimentacji i wieku osadów syluru w południowym obszarze Gór Świętokrzyskich, skłoniły autora do wykonania prac badawczych w zachodniej części synkliny bardziańskiej.

W zachodniej części Widełek, na obszarze „stratotypowym” dla formacji łupków z Widełek, na pograniczu łupków i szarogłazów niewachlowskich wykopano rów badawczy o długości 26 metrów. We wschodniej części rowu odsłonięto pogranicze serii szarogłazowej i łupków z graptolitami. W kierunku zachodnim profilu widocznym w rowie, dominują piaskowce szarogłazowe z podrzędnym udziałem przewarstwień ilasto-mułowcowych. W odsłoniętych skałach pomierzono wartości biegu i upadu warstw. Na przeważającej długości rowu, rozciągłość warstw mieści się w azymucie 126–144°, przy ich zapadaniu na SW pod kątem 55–72°. Tylko w zachodniej części rowu, na odcinku około 5 metrów, azymut biegu warstw wynosi 40°, a ich upad w granicach 15–24° na NW. Zróznicowanie biegu i upadu warstw w obrębie odsłoniętego profilu wynika z obecności strefy tektonicznej w zachodniej części wykopanego rowu.

Poza wschodnią częścią odsłoniętego profilu, gdzie warstwy szarogłazowe leżą na łupkach z graptolitami, profil złożony jest głównie ze średnio- i gruboławicowych piaskowców szarogłazowych (o grubości warstw od 20 do 60 cm), złożonych ze średnio- i gruboziarnistej frakcji materiału szarogłazowego, do drobnoszepieńcowej włącznie. W ławicach szarogłazowych obecne jest frakcjonalne uziarnienie materiału okrucowego, wskazujące na turbidytowy charakter sedimentacji. W zachodniej części profilu, za strefą tektoniczną, występują łożyska szarogłazowe poziomo laminowane, z przeławiczeniami pojedynczych warstw piaskowców szarogłazowych o 5–27 cm grubości. Piaskowce złożone są z materiału szarogłazowego o frakcji od drobno- do gruboziarnistej, rozmieszczonego w postaci chara-

terystycznych członów depozycyjnych typowych dla sedimentacji z prądów zawieszonych.

Profil utworów szarogłazowych i łupków graptolitowych odsłonięty na obszarze „stratotypowym” dla formacji łupków z Widełek, potwierdził następstwo stratygraficzne warstw syluru na tym obszarze przedstawione przez J. Czarnockiego oraz grono późniejszych badaczy. Jest ono takie samo jak w innych częściach synkliny bardziańskiej i na pozostałym obszarze regionu południowego Gór Świętokrzyskich, gdzie na łupkach graptolitowych leżą osady szarogłazowe. Stropowa część łupków graptolitowych odpowiada warstwom prągowieckim przechodzącym w stropie w szarogłazy niewachlowskie (por. Tomczykowa i Tomczyk, 1981).

Interpretacja budowy geologicznej zachodniej części okolic Widełek przedstawiona przez Stupnicką i in. (1991) okazała się błędna. Wyróżniona przez tę autorkę „nowa” jednostka litostratygraficzna — formacja łupków z Widełek — odpowiada w rzeczywistości stropowej części warstw prągowieckich dolnego ludłowu.

W dyskusji brali udział: Z. Szczepanik, Z. Kowalczewski, W. Trela i prelegent.

Posiedzenie naukowe odbyło się w dniu 1 października 2003 r.

Andrzej ROMANEK: **Podłoże kenozoiku w obrębie jednostki Drezdenka (blok Gorzowa)**

Niektóre wiercenia badawcze spośród wykonywanych w ramach realizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (arkusze Santok, Lipki Wielkie i Trzebicz — NW Wielkopolska) przebiły kenozoik i utkwily w skałach kredowych. Okazały się nimi wapienie margliste w stropie silnie zwiertzałe, jasnoszare, maziste, ku dołowi coraz bardziej twarde. Pod mikroskopem ujawniło się obfite tło mikrytowe przetkane wapiennymi otwornicami i zawierające niewielką ilość innych skamieniałości i bioklastów (szkielety trochospiralnie zwiniętych ślimaków, bliżej nieoznaczalne fragmenty muszli innych mięczaków, okruchy kolców jeżowców i szkieletów nieokreślonych szkarłupni). Obecne są również rozproszone ziarna aleurytowego kwarcu. Tak wykształcone osady napotkano w Deszcznie PIG 1, Dobrojewie PIG 1, Kijowie PIG 2, Sarbiewie PIG 1 i Kamieniu PIG 1 (wszystkie otwory położone są między Gorzowem Wielkopolskim, Drezdenkiem i Międzyzichodem). Skały kredowe zostały przebadane stratygraficznie metodą analizy nannoplanktonowej i w jej efekcie zakwalifikowane do górnego kampanu (Deszczno PIG 1, Sarbiewo PIG 1, Kamień PIG 1) i dolnego mastrychtu (Dobrojewo PIG 1) — Gaździcka (1994, 1997, 2000).

Wyniki obserwacji litologicznych, petrograficznych i stratygraficznych skał górnokredowych ze wzmiankowanych profili skonfrontowano z rezultatami dotąd przeprowadzonych badań analogicznych utworów w obrębie bloku Gorzowa (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979, 1981). Okazało się, że obserwacje z nowych fragmentów profili utworów górnokredowych dobrze wpisują się w ogólny obraz wykształcenia i rozwoju tych utworów w obrębie bloku

Gorzowa. Niewielkiej korekcie ulegnie jedynie przebieg granicy kampanu z mastrychtem na wschód od Gorzowa Wielkopolskiego wskutek stwierdzenia w profilu otworu Dobrojewo PIG 1 skał dolnego mastrychtu w miejscu, gdzie dotąd znaczone utwory kampanu. Rozszerzeniu ulegnie wychodnia pierwszych, a ograniczeniu drugich.

Odrębnym zagadnieniem jest kwestia dynamiki mezozoicznego podłoża u schyłku kredy i w okresie poprzedzającym sedymentację skał kenozoicznych. Zarówno Jaskowiak-Schoeneichowa (1979, 1981) jak i Dadlez (1979) opowiadają się za wzmożoną aktywnością tektoniczną obszaru północno zachodniej Polski pod koniec kredy. Przejawem tej aktywności była silna mobilność bloków podpermskiego podłoża i związana z nią tektonika solna przejawiająca się kształtowaniem i rozwojem soczew, poduszek, słupów i grzebieni solnych na skutek przemieszczeń soli głównie stassfurckiego cyklotemu cechsztyńskiego (Dadlez, 1974, 1979). W efekcie nad nagromadzeniami soli dochodziło do wznoszenia powierzchni sedymentacji, a nad depresjami solnymi do względnego jej obniżania. Dostosowana do opisanych warunków tektonicznych basenu, sedymentacja górnokredowa doprowadziła do utworzenia miększych utworów kampańskich w depresjach, a cienkich w strefach elewacyjnych (na przykład między Gryfinem–Choszczem–Pławem–Radęcinem). We wspomnianej strefie brak jest w wielu miejscach utworów dolnego mastrychtu zdenurowanych później lub w części może w ogóle nie deponowanych (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1981, fig. 36). Jeśli „brakującą” miąższość skał mastrychtu uznać za miarę aktywności tektonicznej z tego czasu to rozmiary ruchów wznoszących można szacować we wspomnianej strefie Gryfino–Radęcin na 100–150 m. Według Jaskowiak-Schoeneichowej (1981) aktywność tektoniczna mezozoicznego podłoża nie zanikła z końcem kredy, ale kontynuowała się podczas całego kenozoiku. Nie negując generalnej słuszności tej tezy trzeba podkreślić, że aktywność ta była w czasie kenozoiku zróżnicowana. Na analizowanym obszarze skały kredowe pokryte są stosunkowo jednolitym płaszczem utworów ilastych — tzw. łałami septariowymi. Ich sedymentacja rozpoczęła się na pograniczu eocenu i oligocenu. Homogeniczność niskoenergetycznej facji sugeruje, że jej depozycja zachodziła na słabo morfologicznie zróżnicowanym obszarze, wynika z tego, że w eocenie prowadzące do penepłenizacji procesy denudacyjne musiały przewyższać dezintegracyjną działalność tektoniki. Doprowadziły obszar do względnej stabilizacji morfologicznej i umożliwiły szeroko rozprzestrzenioną depozycję utworów ilastych. W ten sposób postulowany przez Dadleza (1974, 1979) i Jaskowiak-Schoeneichową (1979, 1981) górnokredowy i paleoceński okres nasilenia procesów tektonicznych zwieńczony ukształtowaniem głównych elementów strukturalnych północno zachodniej Polski zyskuje w obrębie bloku Gorzowa finalną ramę czasową, górny eocen charakteryzujący się uspokojeniem tektonicznym poprzedzającym sedymentację skał ilastych.

W dyskusji udział brali: M. Studencki, Z. Złótkiewicz i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 29 października 2003 r.

Jerzy GAŁGOL: Złoża kopalin i walory innych składników środowiska przyrodniczego na obszarze arkusza Białogard *Mapy geologiczno-gospodarczej Polski* w skali 1:50 000

Obszar arkusza Białogard obejmuje pogranicze Równiny Gryfickiej i Równiny Białogardzkiej. Powierzchnię omawianego obszaru tworzy morena denną zlodowacenia północnopolskiego. Istotną rolę w krajobrazie odgrywają doliny rzek: Parsęty, Radwi i Pyszniczy (Pyszki). Pod względem administracyjnym obszar arkusza obejmuje duże części gmin: Karlino, Białogard, Dygowo, Biesiekierz oraz fragmenty gmin Będzino i Ustronie Morskie w województwie zachodniopomorskim.

Na obszarze arkusza Białogard znajduje się (według stanu w 2002 r.) 9 udokumentowanych złóż kopalin. Są to 2 eksploatowane złoża gazu ziemnego („Daszewo N” i „Białogard”), 2 eksploatowane złoża ropy naftowej i gazu ziemnego („Daszewo” i „Daszewo N”), 3 małe złoża piasków i piasków ze żwirami („Karlino” i „Pękanino” — o zaniechanej eksploatacji, „Lubiechowo” — nieudostępnione górniczo), fragment nieudostępnionego dużego złoża piasków ze żwirami „Włocibórz” (którego obszar rozciąga się głównie na sąsiednim arkuszu Gościno) oraz złoża glin ceglarskich „Karlino” o zaniechanej (i nie rokującej możliwości wznowienia) eksploatacji, kwalifikujące się do usunięcia z krajowego bilansu zasobów. Rozpoznane zostały także zasoby prognostyczne 4 małych złóż torfów i złoża kruszywa naturalnego „Strachomino”, którego zasoby oszacował prelegent. Na mapie wskazano obszary perspektywiczne dla ewentualnych dalszych poszukiwań złóż kruszyw, raczej jednak tylko o lokalnym znaczeniu. W świetle obecnego stanu wiedzy omawiany obszar nie rokuje możliwości rozpoznania dużych złóż surowców skalnych. Na omawianym obszarze negatywnymi wynikami zakończyły się wielokrotnie podejmowane poszukiwania złóż kredy jeziornej. W świetle dość szczegółowego rozpoznania omawianego obszaru, brak jest także, jak się wydaje, perspektyw odkrycia tu nowych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Może być natomiast w przyszłości rozważana konwersja złoża ropy i gazu „Daszewo” na bezzbiornikowy magazyn gazu w górotworze. Warto tu przypomnieć dramatyczne okoliczności odkrycia złoża „Daszewo” (zapisanego w społecznej pamięci jako „Karlino”). 9 grudnia 1980 r., około godz. 17³⁰, przy dowiercaniu na głębokości 2779 m przewidywanej serii złożowej, w odwiercie Daszewo-1 nastąpiła głośna w kraju i w Europie katastrofa wiertnicza — niekontrolowana erupcja i samozapłon ropy i gazu.

Główną funkcją i kierunkiem rozwoju omawianego obszaru jest i powinno być rolnictwo, a także wspomagający je przemysł rolno-spożywczy, leśnictwo oraz przemysł drzewny. Ze względu na interesujące walory rekreacyjne, krajobrazowe, przyrodnicze, kajakarskie i wędkarskie (znane łowiska trociowe) możliwe i wskazany jest rozwój agroturystyki oraz turystyki wypoczynkowej i kwalifikowanej. W tym celu mogą być między innymi wykorzystane (po rewaloryzacji) niektóre niszczone obecnie rezydencje pałacowo-parkowe.

Na obszarze arkusza znajduje się rezerwat torfowiskowo-florystyczny „Wierchomińskie Bagno”. 25 drzew i grup drzew zostało uznane za pomniki przyrody. Istnieją projekty ustanowienia kilkudziesięciu kolejnych pomników przyrody, a także obszarów chronionego krajobrazu, użytków ekologicznych i zespołów przyrodniczo-krajobrazowych. Przedmiotem ochrony mają być m.in. torfowiska, turzycowiska, łozowiska, łęgi, grądy ze starodrzewem, szuwały starorzeczy, łąki trzęślicowe, ostoje ptaków (chruścieli, rudzików, trznadli), stanowiska owadów (tęgrzyka paskowanego i trzmieła ziemnego), stanowiska roślin naczyniowych

(wiciokrzewów pomorskich i grzybieni białych) oraz oz. Wielkoprzestrzenny system ochrony dolin Parsęty, Radwi i ich dopływów wymaga rychłego sfinalizowania projektowego i formalnoprawnego. Na omawianym obszarze konieczne jest także podjęcie zabiegów konserwatorskich w parkach podworskich. Pożądana jest renaturyzacja niektórych obszarów mokradłowych (dolina Pyski, Warnie Bagno).

Na obszarze arkusza Białogard, środowisko przyrodnicze zostało zdegradowane w stosunkowo niewielkim stopniu. Ważnym zadaniem pozostaje jednak nadal poprawa gospodarki wodno-ściekowej i gospodarki odpadami. W efekcie powinno to polepszyć klasy czystości wód Parsęty i Radwi oraz usunąć ogniska lokalnych zanieczyszczeń wód podziemnych.

W dyskusji brali udział: T. Wróblewski, G. Herman, M. Nowak, W. Ślusarek i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 5 listopada 2003 r.

Zbigniew ZŁONKIEWICZ: **Jura środkowa w niecce miechowskiej**

Skały jury środkowej w niecce miechowskiej znane są z głębokich wierceń (Państwowego) Instytutu Geologicznego, wykonanych w latach 60-tych pod kierunkiem H. Jurkiewicza. Uzupełnieniem informacji są dane wiernicze Przemysłu Naftowego.

Analiza sedymentologiczna materiałów rdzeniowych, wzbogacona o dane karotażowe, przy zastosowaniu metodyki stratygrafii sekwencji, pozwala na wydzielenie i korelację osadów, powstałych w kolejnych cyklach sedymentacyjnych jury środkowej. Na całym obszarze monotony profil reprezentują osady szelfu silikoklastycznego (mułowce i iłowce z wkładkami piaszczystymi i zlepieńców), sporadycznie szelfu silikoklastyczno-węglanowego (piaskowce wapniste, wapienie piaszczyste, muszłowce, zlepieńce). Wahania tektoniczno-eustatyczne zapisały się zmiennością od środowisk szelfu bliskiego do pośredniego, rzadziej dalekiego. Część utworów mogła powstać w lagunach i wąskich zatokach.

Starsze impulsy transgresyjne (aalen górny–bajos górny) wkraczały na teren niecki z obniżenia sulechowsko-częstochowskiego, barierą była dyslokacja Pilicy. Pozostała część niecki była wówczas erodowanym obszarem lądowym.

Od początku batonu nasiliła się subsydencja w północno-zachodniej części niecki, gdzie rozkład miąższości wskazuje na synsedymencyjną aktywność rowów i zrębów o założeniach górnopermskich. Na pograniczu ze stabilnym obszarem świętokrzyskim, w strefie dyslokacyjnej Rzeszów–Poznań, uformowała się bruzda o osi NW–SE. Znaczną subsydencję obserwuje się w bruzdzie, mającej założenia górnopermskie, na pograniczu niecki i obszaru częstochowskiego monokliny śląsko-krakowskiej. Następował rozpad dotąd stabilnego centrum niecki, które odpowiadało znacznej części zrębu włoszczowsko-jaronowickiego, uformowanego w górnym permie. Powstały tu grzbiety i bruzdy, o osi NNW–SSE. Dyslokacja Lasocin–Strzelce stanowiła granicę przyległego od wschodu, stabilnego obszaru o mniejszym zaangażowaniu tektonicznym. Struktury z terenu niecki znajdują swą kontynuację w

obszarze kalisko-częstochowskim, na Przedgórzu Karpat i pod krawędzią nasuniętych płaszczowin.

Struktury obserwowane w dolnym i środkowym batonie (cykl J3-III) wskazują na powstanie w warunkach ekstensji, pod działaniem sił o kierunku ENE–WSW. W górnym batonie i najniższym keloweju (cykl J3-IV) kierunek ten zmienił się na bliższy NE–SW.

W dyskusji udział brali: J. Malec, Z. Kowalczewski, A. Romanek, M. Studencki, S. Salwa i prelegent.

Posiedzenie odbyło się w dniu 19 listopada 2003 r.