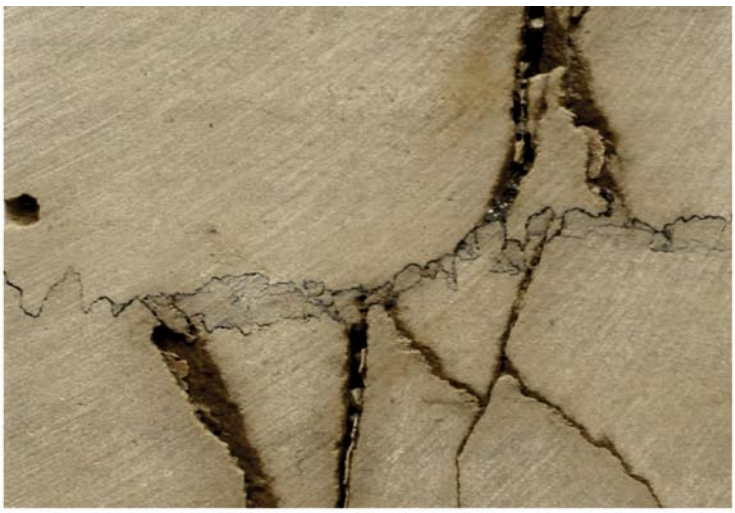
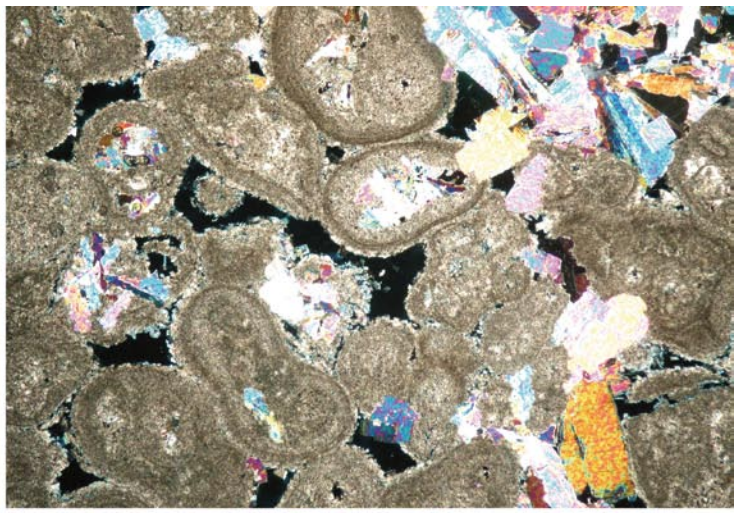
PGNiG
Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo SA

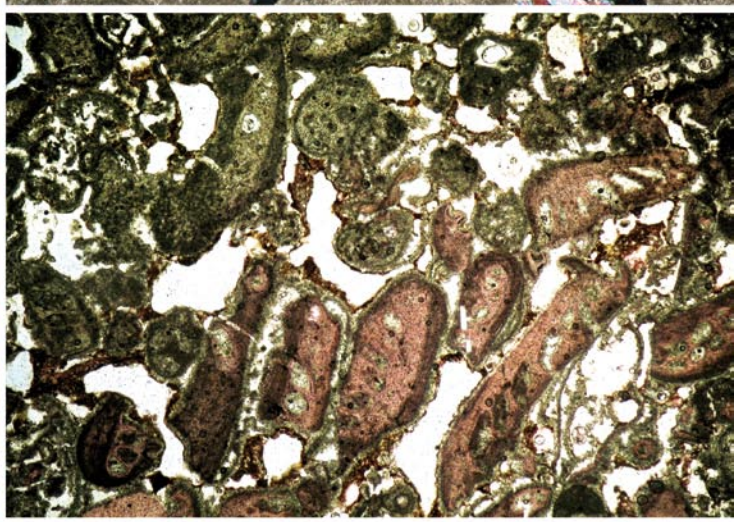
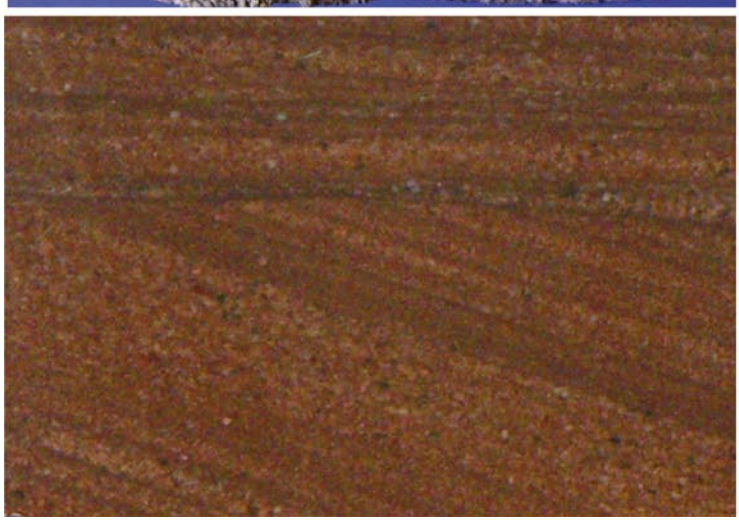
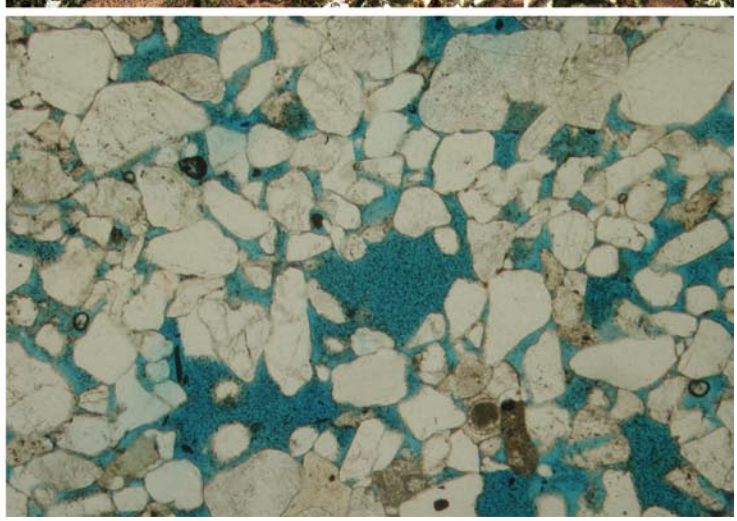
szejk
Czasopismo PGNiG SA Oddział w Zielonej Górze
Wydanie specjalne
IX 2011

Milionami lat po Ziemi Lubuskiej i Wielkopolsce,

czyli trochę geologii z najciekawszej strony

Wydanie drugie - poszerzone

SPIS TREŚCI

HISTORIA GEOLOGICZNA REGIONU LUBUSKO - WIELKOPOLSKIEGO

5 Otworami wiertniczymi w głąb skorupy ziemskiej i ... czasu

6 Tajemnicze, bardzo stare skały nieznanego wieku

7 Świadectwa głębokiego morza w pobliżu Zielonej Góry

8 Od morza głębokiego do krajobrazu górskiego

11 Czas powstania czerwonego spągowca, raf wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego

19 Era mezozoiczna

22 Era kenozoiczna

25 Kilkakrotny „najazd" lądolodów skandynawskich na Ziemię Lubuską

28 „Przechadzki" wzdłuż przekrojów geologicznych

32 Jeszcze nieco o paleogeografii

NIEKTÓRE NASZE ZŁOŻA ROPY NAFTOWEJ I GAZU ZIEMNEGO

33 Zespół złóż ropy naftowej Rybaki – Połęcko – Połęcko S

35 Złoże ropno – gazowe Barnówko – Mostno – Buszewo (BMB)

36 Zespół złóż ropy naftowej i gazu ziemnego Lubiatów – Międzychód – Grotów (LMG)

38 Złoże gazu ziemnego Paproć W

40 Złoże gazu ziemnego Kościan S

41 Złoże gazu ziemnego Brońsko

42 Złoże gazu ziemnego Żuchlów

43 Złoże gazu ziemnego Radlin

44 Złoże gazu ziemnego Paproć

45 Co z gazem łupkowym?

46 „Poemat" geologiczny

PODZIAŁ HISTORII ZIEMI,
WIEK EPOK GEOLOGICZNYCH WG TABELI STRATYGRAFICZNEJ POLSKI PIG, 2008

„Szejk" wydanie specjalne, wrzesień 2011
ukazuje się od 1986 r.

okładka:
Rdzenie i szlify mikroskopowe z naszych głównych gazonośnych i roponośnych poziomów litostratygraficznych (pokładów)

1. Szczelinowaty (spękany) roponośny dolomit główny z otworu Połęcko-3K z głębokości 1570,5 m, foto: Arkadiusz Buniak

2. Mikroskopowy obraz porowatego dolomitu głównego o strukturze ooidowej z otworu Barnówko-13K z głębokości 3099 m. Beżowe, okrągławe ziarna dolomitowe to tzw. ooidy. Czarne pola pomiędzy nimi to pustki (pory) w dolomicie, w których w warunkach naturalnych występuje gaz, ropa naftowa lub solanka. Liczne wrostki anhydrytu zaznaczają się różowymi i niebieskimi barwami interferencyjnymi. Powiększenie ok. 25x. foto: Krzysztof Chłódek

3. Szkielet kolonii mszywiołowej o pokroju wachlarzowo-siatkowym w rafowym wapieniu cechsztyńskim z otworu Białcz-1 z głębokości 2279 m (rafa Brońsko koło Kościana) Foto: P. Raczyński

4. Obraz mikroskopowy rafowego wapienia cechsztyńskiego o bardzo dużej porowatości z otworu Kościan-15 z głębokości 2186,5 m. Białe pola między pokruszonymi fragmentami szkieletów mszywiołowych to pustki w skale wypełnione w warunkach złożowych gazem. Powiększenie ok. 25 x. Foto: Krzysztof Chłódek

5. Piaskowiec pochodzenia wydmowego z czerwonego spągowca z otworu Kromolice-1 koło Środy Wlkp. z głębokości 3594 m. Foto: Arkadiusz Buniak

6. Obraz mikroskopowy porowatego piaskowca z gazonośnej serii czerwonego spągowca z otworu Zaniemyśl-3 koło Środy Wlkp. z głębokości 2 919 m. Pomiędzy jasnoszarymi ziarnami kwarcu niebieską barwą zaznacza się porowatość. Powiększenie ok. 25 x. Foto: Arkadiusz Buniak

Wydawca:
PGNiG SA w Warszawie Oddział w Zielonej Górze
Redaguje zespół:
Dorota Mundry - tel. 68 32 91 262, Magdalena Wajda - tel. 68 32 91 425

Adres redakcji:
65-034 Zielona Góra, ul. Boh. Westerplatte 15
dorota.mundry@zgora.pgnig.pl, magdalena.wajda@zgora.pgnig.pl
www.pgnig.pl/zielonagora

Projekt, skład i druk:
sandmedia
tel. 68 45 35 700
www.sandmedia.com.pl

EPOKA	WIEK (miliony lat temu)
Holocen	0,01
Plejstocen	1,8
Pliocen	5
Miocen	23
Oligocen	34
Eocen	56
Paleocen	65
Górna (późna)	
Dolna (wczesna)	145
Górna (późna)	
Środkowa	
Dolna (wczesna)	200
Górny (późny)	
Środkowy	
Dolny (wczesny)	251
Górny (cechsztyn)	257
Dolny (czerwony spągowiec)	299
Górny (późny)	
Dolny (wczesny)	359
Górny (późny)	
Środkowy	
Dolny (wczesny)	416
Pridol	
Ludlow	
Wenlok	
Landower	444
Górny (późny)	
Środkowy	
Dolny (wczesny)	488
Górny (późny)	
Środkowy	
Dolny (wczesny)	542
	2500
	4600

PALEOGEOGRAFICZNE MAPY ZIEMI (PLANIGLOBY) ZAMIESZCZONE W NINIEJSZYM WYDAWNICTWIE ZOSTAŁY OPRACOWANE PRZEZ AMERYKAŃSKIEGO GEOLOGA C.R. SCOTESE W 2001 ROKU. EDYCJA POLSKA TYCH MAP ZAWARTA JEST NA PLANSZY „DZIEJE ŻYCIA NA ZIEMI" OPRACOWANEJ PRZEZ ANDRZEJA BIELA, ANNĘ KRZYŻ, DARIUSZA CZERSKIEGO I WYDANEJ PRZEZ PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY.

Dorota Mundry

Do Państwa rąk trafia dziś kolejne wydanie specjalne naszego oddziałowego czasopisma, które dzięki wiedzy i wyobraźni pana Kazimierza Dyjaczyńskiego, jednego z naszych wieloletnich pracowników, stanowi szczególną geologiczną opowieść…

Opowieść o tym, co działo się przed milionami lat na Ziemi Lubuskiej i w Wielkopolsce - rejonach, w których w latach 50. ubiegłego wieku rozpoczęły się poszukiwania węglowodorów, a w rezultacie - po pierwszych odkryciach złóż w pobliżu Zielonej Góry - powstał nasz Oddział. Dzięki przemianom geologicznym, które miały miejsce w tym rejonie możemy odkrywać i eksploatować złoża ropy naftowej i gazu ziemnego. Czas, w jakim przemiany trwały, ich natura i przyczyny są trudne do wyobrażenia. Mam nadzieję, że lektura, którą przekazujemy w Państwa ręce, pozwoli przybliżyć w dostępny sposób wiedzę geologiczną - po raz pierwszy zebraną w taki sposób, a rozszerzoną w stosunku do poprzedniego wydania „Milionami lat..." o wiadomości na temat niektórych naszych „zielonogórskich" złóż gazu ziemnego i ropy naftowej. Życzę ciekawej lektury.

Kazimierz Dyjaczyński

Jest absolwentem geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Pracę rozpoczął w 1961 roku na historycznym otworze Rybaki-1, którym odkryto pierwsze złoże ropy naftowej na zachodzie Polski. W powstałym w 1968 roku Przedsiębiorstwie Poszukiwań Naftowych objął stanowisko kierownika działu geologii ruchowej. Pełnił je przez 32 lata, obejmując w 2000 roku stanowisko Głównego Geologa w powstałym z PPN Zielonogórskim Zakładzie Górnictwa Nafty i Gazu. Na emeryturze od 2003 roku, jest stałym „bywalcem" w pracy, nadal dzieli się wiedzą i doświadczeniem. Dzięki jego intuicji, połączeniu wiedzy i pasji zawodowej możliwe stało się odkrycie niektórych złóż gazu ziemnego i ropy naftowej. Dotyczy to szczególnie poszukiwań gazu w strukturach rafowych w rejonie Kościana i Nowego Tomyśla.

Przekonanie, że Niż Polski kryje duże zasoby węglowodorów towarzyszyło mu przez wszystkie lata pracy i jak widać po efektach, nie było mylne.

Dla geologa skała jest stroną autobiografii Ziemi z historią do odczytania.

James Hutton (1726 - 1797)
pionier nowoczesnej geologii

Wydany w 2005 roku „Szejk" pt. „Milionami lat po Ziemi Lubuskiej i Wielkopolskiej…" cieszył się zainteresowaniem pracowników zielonogórskich firm naftowych, ale także czytelników spoza naszego resortu.

W związku z powyższym – z okazji 50-lecia górnictwa naftowego na Niżu Polskim – postanowiliśmy wznowić wydanie geologicznego „Szejka" w poszerzonym zakresie. Nowy „Szejk" składa się z dwóch powiązanych ze sobą części.

Część pierwsza – traktująca o geologicznej historii regionu lubusko – wielkopolskiego – jest w dużym stopniu powtórzeniem (z pewnymi zmianami) treści pierwszego wydania. Opisano w niej krótko historię geologiczną regionu od około 360 mln lat temu do czwartorzędu włącznie. Szczególną uwagę poświęcono genezie czerwonego spągowca, wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego – naszym trzem podstawowym poziomom litostratygraficznym (pokładom), w których występują złoża gazu ziemnego lub ropy naftowej. Do tematu tego nawiązują także zamieszczone na okładce fotografie rdzeni i płytek cienkich (szlifów mikroskopowych) obrazujące budowę gazonośnych i roponośnych skał zbiornikowych.

W drugiej części przedstawiono, graficznie i tekstowo, bardzo krótką charakterystykę wybranych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w dolomicie głównym, wapieniu cechsztyńskim i czerwonym spągowcu. Przy doborze złóż (zespołów złóż) do ich prezentacji kierowałem się zasadą, aby pokazać różnorodne typy struktur geologicznych, w obrębie których w wyżej wymienionych poziomach litostratygraficznych powstały pułapki złożowe, napełnione w trakcie migracji węglowodorów ropą naftową lub gazem ziemnym. Dane przedstawione w tej złożowej części zostały zaczerpnięte z istniejących dokumentacji geologicznych lub geofizycznych oraz z dostarczonych przez Dział Eksploatacji Złóż bieżących informacji eksploatacyjnych. Czytając złożową część „Szejka" miejmy na uwadze fakt, że omówione tam złoża są tylko częścią (aczkolwiek bardzo znaczną) odkrytych złóż w ostatnim 50 - leciu. Należy tu również zaznaczyć, że odkrycie omówionych złóż, jak i wielu innych, to rezultat zbiorowego wysiłku geologów, geofizyków i wiertników – tych pracujących i weteranów oraz tych – jakże wielu – których już nie ma wśród nas.

Wszystkim tym, od których uzyskałem materiały zamieszczone w niniejszym wydaniu geologicznego „Szejka", składam serdeczne podziękowania.

Kazimierz Dyjaczyński

Poszukując złóż gazu ziemnego i ropy naftowej wiercimy głębokie otwory, które przechodzą przez coraz to starsze utwory skalne określane także (w odniesieniu do skał osadowych) jako warstwy lub pokłady. Jak głęboko sięgają otwory odwiercone w regionie lubusko - wielkopolskim i do jak starych skał dotarły?

Otworami wiertniczymi w głąb skorupy ziemskiej i... czasu

Głębokość otworów uzależniona była i jest przeważnie od głębokości zalegania pokładów zawierających złoża gazu ziemnego lub ropy naftowej (czerwony spągowiec, wapień cechsztyński i dolomit główny). Pokłady te zalegają w południowej części regionu (np. w pasie Głogów - Góra - Rawicz - Ostrów Wlkp.) na głębokości rzędu 1300 - 1800 m i w większości odwierconych tam otworów osiągnięto głębokość zawartą w tym samym przedziale.

W kierunku północnym pokłady te zapadają coraz głębiej w związku z czym i głębokość odwierconych tam otworów musiała być większa (np. w rejonie od Kościana do Nowego Tomyśla wiercono otwory przeważnie do głębokości 2400 - 2800 m). Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w północnej części regionu (np. rejony Dębna, Gorzowa, Międzychodu, Poznania) zalegają w przedziale głębokościowym 3000 - 3500 m, w związku z czym i otwory wiercono tam do zbliżonych głębokości. Na omawianym obszarze odwiercono kilka otworów o stosunkowo dużej głębokości, a wśród nich należy wymienić otwory: Ośno IG-2 (4950 m), Strzelce Krajeńskie IG-1 (4700 m), Września IG-1 (5904 m). Do niewiele większej głębokości (6006 m) odwiercono otwór Czaplinek IG-1 na Pomorzu, który jest aktualnie najgłębszym otworem w północnej Polsce. Wyżej wymienione 4 najgłębsze otwory miały charakter naukowo - badawczy i wiercone były na zlecenie Państwowego Instytutu Geologicznego. Dla porównania podam tu, że najgłębsze 2 otwory w rejonie Zielonej Góry, Jany-1 i Pomorsko-1, dowiercono do głębokości 3420 i 3300 m.

Jak się mają wspomniane nasze otwory do najgłębszych otworów odwierconych w kraju i za granicą?

Najgłębszy otwór w Polsce - Kuźmina-1 - zlokalizowany w Karpatach na południe od Przemyśla dowiercono do głębokości 7541 m. Najgłębszy otwór świata (12060 m!) odwiercili Rosjanie na półwyspie Kola, godny zanotowania jest też fakt odwiercenia w Niemczech (Bawaria) otworu do głębokości 9101 m. W zdecydowanej większości naszych otworów dowiercano do najniższej, potencjalnie gazonośnej formacji skalnej zwanej czerwonym spągowcem utworzonej w okresie permskim ery paleozoicznej. W wielu otworach, zwłaszcza tych odwierconych w ostatnich latach, dowiercono do skał z okresu karbońskiego, a tylko w nielicznych otworach do skał jeszcze starszych.

Najstarsze skały nawiercono jednak nie w tych najgłębszych otworach, ale w znacznie bardziej płytkich, na głębokości około 2 - 2,5 km, a nawet w całkiem płytkich na głębokości kilkuset metrów - dlaczego tak się stało wyjaśniono na dalszych stronach tego tekstu. Badając wszechstronnie rdzenie z przewiercanych skał z licznych otworów geolodzy mogli przeważnie przyporządkować poszczególne kompleksy skalne do określonych er, okresów i epok geologicznych oraz określić - poza pewnymi wyjątkami - naturalne środowiska ich powstania (np. środowisko morza płytkiego, głębokiego, pustynne, jeziorne). Można było określić jak te środowiska zmieniały się przestrzennie w tym samym czasie oraz w kolejno po sobie następujących epokach geologicznych.

Mówiąc inaczej można było zrekonstruować paleogeografię naszego regionu, czyli jego geografię w minionych, niewyobrażalnie odległych czasach. Geologiczna historia regionu lubusko - wielkopolskiego jest już dość dobrze rozpoznana od okresu permskiego ery paleozoicznej, czyli od około 299 milionów lat temu. Znacznie mniej - chociaż i tak dość sporo - wiemy o okresie karbońskim (359 - 299 mln lat temu), natomiast znikomą wiedzę posiadamy o tym co tu się działo przed karbonem, ale właśnie od tych przedkarbońskich, słabo czytelnych „stron autobiografii" należy rozpocząć opis tej historii. ■

W niektórych otworach wiertniczych w rejonie Wolsztyna, Leszna oraz Nowej Soli nawiercono na głębokościach rzędu 2200 - 2700 m szarozielonawe łupki metamorficzne, niezwykle silnie sfałdowane, będące pierwotnie (przed metamorfozą) skałami osadowymi ilasto - piaskowcowymi.

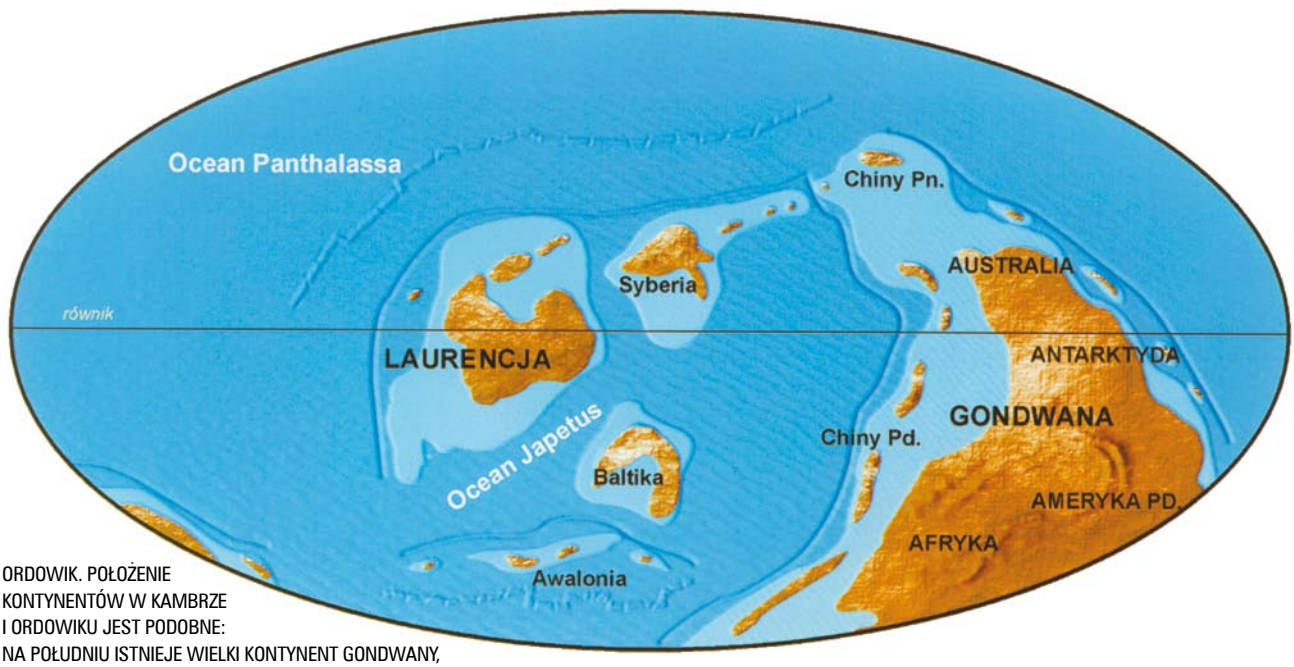
Tajemnicze, bardzo stare skały nieznanego wieku

Tajemniczość tych skał wynika przede wszystkim z tego, że nie można było wiarygodnie określić ich wieku geologicznego i środowiska w jakim powstały oraz kiedy zostały sfałdowane.

W związku z tym, że w niektórych otworach (np. Święciechowa-1 k/Leszna i Bielawy-1 k/Nowej Soli) stwierdzono zaleganie tych skał bezpośrednio pod osadami karbońskimi, to oczywisty jest wniosek, iż są one starsze od karbonu, a więc muszą mieć ponad 359 mln lat, ale ile mln lat „ponad"? - tego dotychczas nie wiemy. Wielu znanych naukowców geologów toczyło spór, dotąd nie rozstrzygnięty, czy skały te powstały już przed erą paleozoiczną, w tzw. prekambrze - i w tym przypadku miałyby one ponad 542 mln lat - czy też w pierwszych okresach ery paleozoicznej (w tzw. starszym paleozoiku), gdzieś w przedziale czasowym 542 - 416 mln lat temu. Według niektórych naukowców wyjściowe osadowe formacje skalne, które już przed karbonem zostały sfałdowane i zmetamorfizowane, osadziły się w dość głębokim środowisku morskim, na co nie ma jednak wystarczająco wiarygodnych dowodów, a jedynie pewne teoretyczne przesłanki.

Około 20 kilometrów na południe od Krosna Odrzańskiego (Żarków) nawiercono na głębokości około 900 m granit, który powstał z zakrzepnięcia magmy na głębokości kilku kilometrów, prawdopodobnie podczas wielkich ruchów tektonicznych jakie miały miejsce w całym naszym regionie w okresie karbońskim ponad 300 mln lat temu. Granity, prawdopodobnie tego samego wieku, nawiercone zostały także w otworze Ługowo-2 koło Zielonej Góry na głębokości 2825 m. Wysuwane są również poglądy, że wspomniane granity mogą być dużo starsze, a ich wiek może wynosić nawet około 550 - 600 mln lat.

Jak wynika z powyższych uwag, niełatwo jest nieraz „odczytać" historię zaszyfrowaną w bardzo starych skałach. Zapis geologicznych dziejów naszego regionu zawarty w młodszych skałach jest już coraz to bardziej czytelny. ■



ORDOWIK. POŁOŻENIE KONTYNENTÓW W KAMBRZE I ORDOWIKU JEST PODOBNE: NA POŁUDNIU ISTNIEJE WIELKI KONTYNENT GONDWANY, NATOMIAST W OKOLICACH RÓWNIKA POŁOŻONE SĄ MNIEJSZE LĄDY.

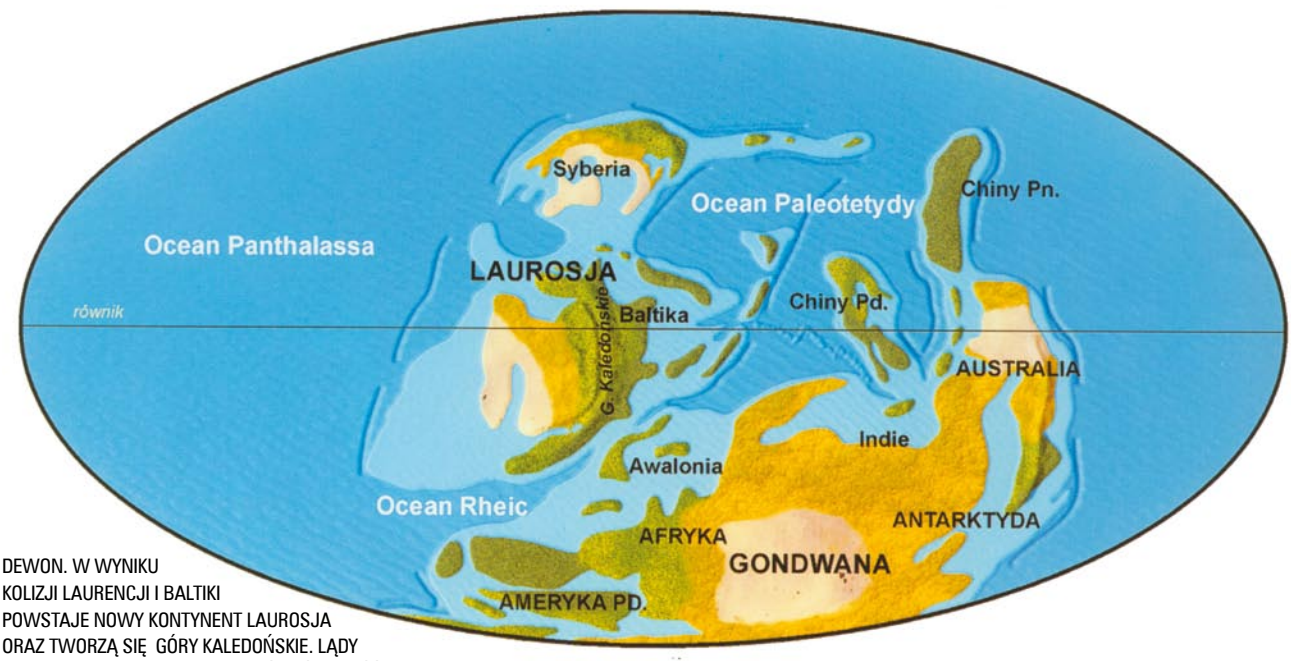
W dwóch otworach Instytutu Geologicznego odwierconych około 25 - 30 km na południe od Zielonej Góry (Klępinka IG-1 i Jelenin IG-1) nawiercono na głębokości kilkuset metrów silnie sfałdowane skały ilasto - krzemionkowe.

Świadectwa głębokiego morza w pobliżu Zielonej Góry

W skałach tych Pani Chorowska z Wrocławia znalazła mikroskopijnej wielkości skamieniałe szczątki zwierząt morskich żyjących tylko w okresie dewońskim ery paleozoicznej. Całokształt cech tych skał wskazuje, że powstały one w środowisku głębokomorskim - jest prawdopodobne, iż były to głębiny oceaniczne.

Oceaniczna geneza tych skał jest całkiem prawdopodobna, zwłaszcza w świetle udokumentowania przez wrocławskich geologów dewońskich skał oceanicznych w niezbyt odległych - ok. 80 km - Sudetach Zachodnich (Góry Kaczawskie). Na obszarze właściwego regionu lubusko - wielkopolskiego nigdzie dotychczas nie nawiercono wiarygodnie udokumentowanych skał dewońskich. Z uwagi na fakt występowania morskich skał dewońskich we wspomnianych otworach i w Sudetach oraz na Pomorzu, jest wielce prawdopodobne, że również w pośrednim regionie lubusko - wielkopolskim było w dewonie morze, w którym powstały skały osadowe dotychczas jeszcze nie nawiercone. Uważny czytelnik może w tym miejscu zapytać, czy omówione poprzednio skały metamorficzne nie są jednak dewońskie skoro miejscami udowodniono ich zaleganie pod karbońskimi osadami morskiego pochodzenia.

Z wielu przyczyn, które trudno tu bliżej omawiać, jest to bardzo mało prawdopodobne i nikt z geologów jeszcze takiego poglądu nie przedstawił, a wszyscy są zgodni przynajmniej co do tego, że są to skały przeddewońskie. W związku z powyższymi faktami i przypuszczeniami można uważać, że strefy gdzie morskie osady karbońskie zalegają bezpośrednio na skałach metamorficznych były w dewońskim morzu wyspami, które zostały pokryte morzem w okresie karbońskim. Niektórzy naukowcy przypuszczają, że rozległy obszar tego regionu był w dewonie lądem, na który morze wkroczyło w karbonie. Reasumując trzeba jednak powiedzieć, że geologiczna historia przedkarbońska rozległego obszaru lubusko - wielkopolskiego pozostaje - jak dotychczas - zagadkowa. ■



DEWON. W WYNIKU KOLIZJI LAURENCJI I BALTIKI POWSTAJE NOWY KONTYNENT LAUROSJA ORAZ TWORZĄ SIĘ GÓRY KALEDOŃSKIE. LĄDY STOPNIOWO ZACZYNA POKRYWAĆ ROŚLINNOŚĆ.

Okres karboński (karbon) kojarzy się najczęściej z węglem kamiennym - powszechnie znaną skałą osadową z tego okresu (wszak „carbo" to węgiel). Węgiel kamienny utworzył się jednak tylko na niektórych obszarach i w ciągu ograniczonego odcinka okresu karbońskiego, jak na razie nie stwierdziliśmy go w obrębie formacji skał karbońskich w rejonie lubusko - wielkopolskim.

Od morza głębokiego do krajobrazu górskiego

Skały powstałe w okresie karbońskim występują powszechnie w głębokim podłożu naszego regionu i były nawiercone w licznych otworach, stąd też rekonstrukcja zdarzeń z tamtych czasów - oparta o badania tych skał - jest dość wiarygodna, przynajmniej w ogólnym zarysie. Z badań tych skał wynika wyraźnie, że przez większą część karbonu istniało w naszym regionie morze, w którym powstał gruby kompleks skalny złożony z naprzemianległych warstw piaskowców, mułowców i iłowców (w czasie sedymentacji były to piaski, muły i iły).

Grubość skał karbońskich określono - jak na razie - tylko w dwóch wspomnianych otworach Bielawy-1 i Święciechowa-1, gdzie wynosi ona od około 100 do nieco ponad 400 m, ale dane te nie są reprezentatywne dla całego regionu.

Próby przewiercenia osadów karbonu w niektórych otworach w różnych strefach naszego regionu nie powiodły się, a głębienie otworów kończono po nawierceniu od 1000 do 1700 m tych osadów. Sądzi się, że całkowita grubość karbońskiego kompleksu skalnego jest mocno zróżnicowana i może w niektórych strefach dochodzić do kilku kilometrów.
W rdzeniach ze skał karbońskich znajdywano skamieniałości ówczesnych bezkręgowych zwierząt morskich (np. małże, podobne do amonitów goniatyty o skręconych muszlach, brachiopody podobne do małży oraz pojedyncze koralowce). Jako pewną ciekawostkę dotyczącą karbońskich zwierząt można tu przytoczyć znalezienie na obszarze Niemiec i Francji - w skałach lądowego pochodzenia - skamieniałych szczątków ówczesnego owada (ważki) o długości 30 cm i rozpiętości skrzydeł 70 cm.

RYC. 1. STROME ZALEGANIE WARSTW W PIASKOWCOWO - MUŁOWCOWEJ SKALE KARBOŃSKIEJ. OTWÓR PAPROĆ-29 KOŁO NOWEGO TOMYŚLA - GŁĘBOKOŚĆ 3335 M

Z punktu widzenia geologii naftowej ważniejsza jest jednak obecność w skałach karbońskich szczątków ówczesnych roślin, widocznych często makroskopowo jak i w postaci rozproszonej.

Szczątki te były przyniesione do morza z rozdrobnionym materiałem skalnym z obszarów lądowych i wysp. Gdy karbońskie skały pogrążone zostały na głębokość około 2000 m i więcej (co nastąpiło około 100 - 150 mln lat po ich powstaniu), z substancji organicznej w nich zawartej, pod wpływem narastającej temperatury, zaczął się wytwarzać (generować) gaz ziemny, który szczelinami wędrował do góry i gromadził się w złoża w wyżej zalegających - porowatych piaskowcach czerwonego spągowca lub w rafach wapienia cechsztyńskiego. Tak więc gaz ziemny znajdujący się w naszych złożach (z wyjątkiem złóż w dolomicie głównym) swój „rodowód" wywodzi z karbońskiej substancji roślinnej, a w związku z tym uważa się całą formację skał karbońskich jako macierzystą dla tego gazu. Nie jest wykluczone też, że w rejonie północnej Wielkopolski i Kujaw zalegają na dużych głębokościach pokłady węgla kamiennego, które także mogły wygenerować duże ilości gazu.

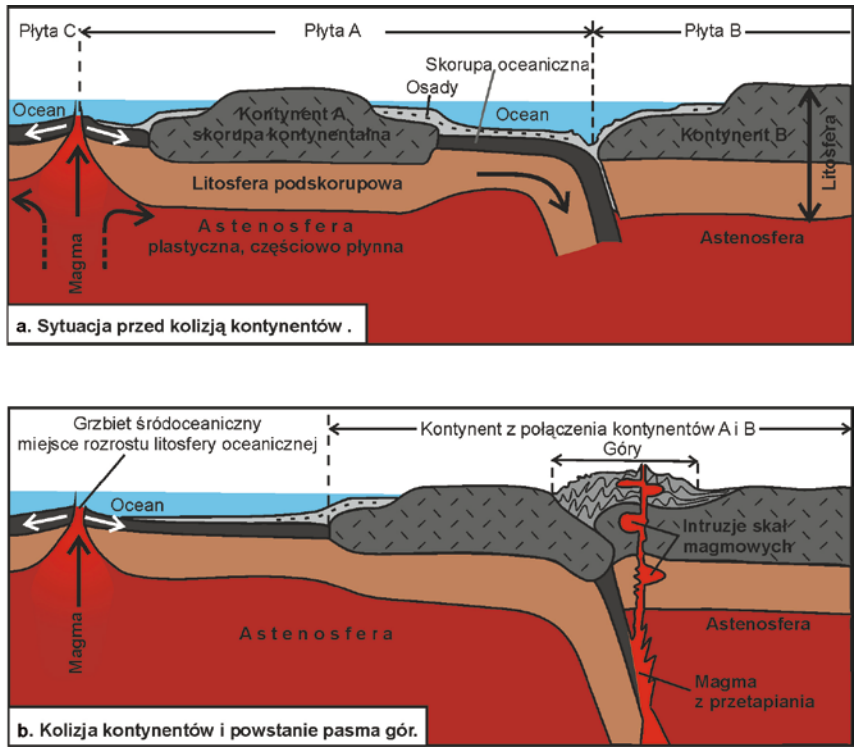
Warstwy skał karbońskich nawiercone w otworach w naszym regionie wykazują bardzo często strome, a nawet pionowe zaleganie (ryc. 1).

Leżące na skałach karbońskich serie skalne z okresu permskiego leżą już poziomo co świadczy wyraźnie

o tym, że w końcowej fazie okresu karbońskiego - około 300 mln lat temu - działały tu potężne siły tektoniczne, które spowodowały sfałdowanie skał karbońskich i starszych i ich wydźwignięcie do góry. Na miejscu dawnego morza (częściowo oceanu?) powstały góry. Tektoniczny proces powstania gór fałdowych w zachodniej i środkowej Europie w karbonie nazwano orogenezą waryscyjską (lub hercyńską), a powstałe wówczas góry - waryscydami (lub hercynidami). Najwcześniej w karbonie został sfałdowany i wydźwignięty obszar Sudetów (około 320 - 310 mln lat temu), a kilkanaście milionów lat później góry powstały również w regionie lubusko - wielkopolskim, sięgały one na północ mniej więcej do linii Szczecin - Piła. Nie wiemy jakie wysokości względne miały góry waryscyjskie, ale niektórzy przypuszczają, że pewne ich fragmenty wznosiły się do około 2000 - 3000 m w stosunku do obszarów nizinnych. Przypuszczamy, że stosunkowo dużą wysokość miał wtedy grzbiet górski między Wolsztynem i Lesznem oraz między Lubinem i Gubinem. W strefach tych późniejsza (permska) erozja zdarła wszystkie skały karbońskie i odsłoniła skały przedkarbońskie, przykryte dopiero osadami morza cechsztyńskiego, co nastąpiło po około 50 milionach lat od wypiętrzenia się tych gór.

Waryscyjska orogeneza, która objęła również nasz region to był wielki tektoniczny proces trwający miliony lat i radykalnie zmieniający mapę geograficzną ówczesnego świata.

W wyniku tej orogenezy został zlikwidowany ocean oddzielający ówczesne kontynenty: południowy i północny, które w końcu karbonu połączyły się ze sobą tworząc gigantyczny superkontynent zwany Pangeą, być może największy w dziejach Ziemi, a obszar naszego regionu był wtedy znikomą jego cząstką zajmującą pozycję między równikiem a zwrotnikiem Raka. Może więc warto tu przedstawić - w możliwie największym uproszczeniu i skrócie - najnowszą teorię wyjaśniającą powstanie gór.



RYC. 2. SCHEMAT POWSTAWANIA GÓR W WYNIKU ZDERZENIA SIĘ KONTYNENTÓW WG TEORII TEKTONIKI PŁYT - NA PODSTAWIE LITERATURY, BEZ SKALI

Jak mogły powstać góry waryscyjskie w karbonie (i inne góry kiedy indziej) - zadziwiająca teoria tektoniki płyt

Wyjaśnienie zjawiska powstania łańcuchów górskich w geologicznej przeszłości Ziemi należało do najtrudniejszych problemów w geologii. W latach 60 - tych ubiegłego wieku geolodzy i geofizycy amerykańscy opracowali spójną teorię tektoniki płyt (litosferycznych), która „za jednym zamachem" wyjaśnia - w ogólnym zarysie - powstawanie gór, przemieszczanie się kontynentów, wielkie trzęsienia ziemi oraz wulkanizm. Co to jest płyta litosferyczna? Otóż płyta litosferyczna (zwana w skrócie płytą) jest sztywnym i ruchomym fragmentem zewnętrznej powłoki ziemskiej o zmiennej grubości - rzędu kilkudziesięciu kilometrów - przemieszczającym się po niżej leżącej plastycznej, częściowo upłynnionej astenosferze. Płytę tworzą skorupa ziemska kontynentalna i/lub oceaniczna oraz tzw. litosfera podskorupowa składająca się ze skał bardziej gęstych od skorupy ziemskiej. Grubość całej płyty na obszarach kontynentów wynosi najczęściej około 60 - 100 km a pod oceanami 30 - 40 km. Obszary płyt liczą miliony km^2. Przypuszczalną sytuację paleogeograficzną i tektoniczną przed powstaniem gór waryscyjskich przedstawia schematycznie ryc. 2a. Pomiędzy kontynentem A (ówczesną Gondwaną) i kontynentem B (ówczesną Laurosją) był ocean, a morza szelfowe pokrywały brzeżne części tych kontynentów. Płyta A przesuwała się na północ „wiozący" kontynent południowy w kierunku północnym ku kontynentowi B. Oceaniczna część

płyty A podsuwała się pod płytę B i pogrążała w astenosferę. Ubytek oceanicznej płyty pomiędzy kontynentem A i B rekompensowany był przez rozrost płyty oceanicznej z drugiej strony kontynentu A. Po wielu milionach lat kontynent A zderzył się z kontynentem B, ocean uległ likwidacji („zamknięciu"), a złożone w nim osady częściowo uległy pogrążeniu w astenosferę, a częściowo zostały sfałdowane, ponasuwane na siebie i wydźwignięte - powstały góry (ryc. 2b).

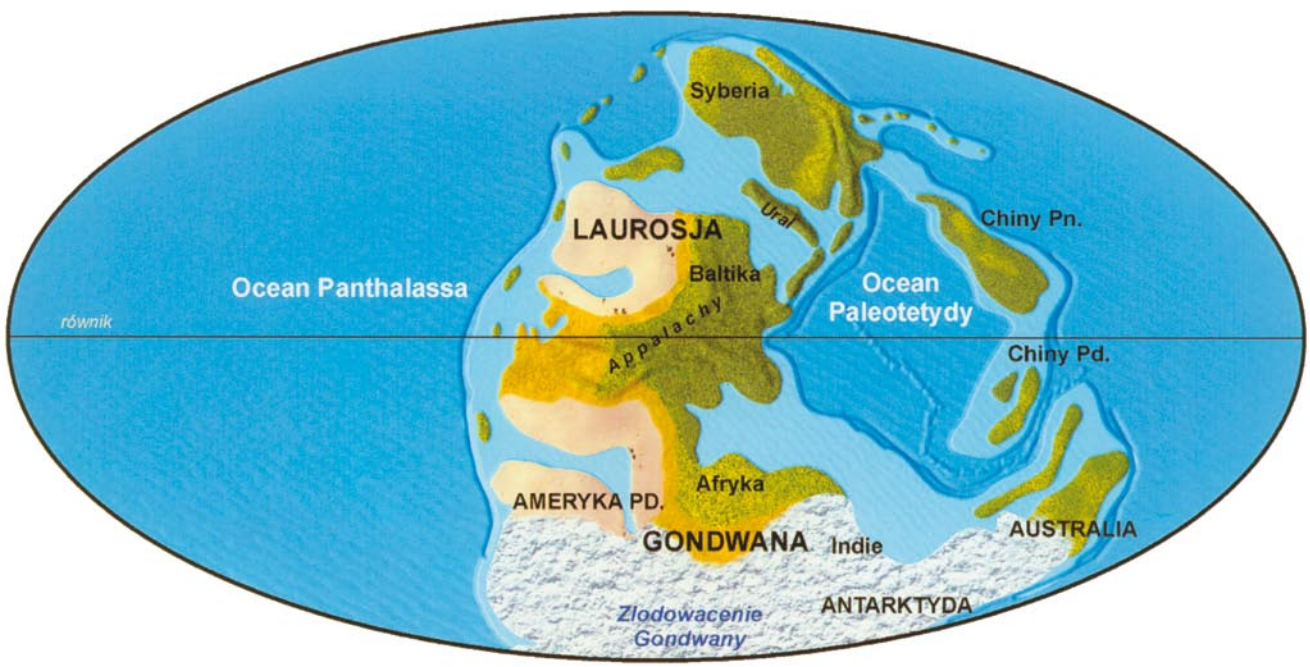
Gdy podsuwająca i pogrążająca się oceaniczna część płyty zanurzyła się na głębokość około 100 km zaczęła ulegać przetopieniu w magmę, która z kolei przemieszczała się do góry zastygając częściowo na głębokości wielu kilometrów (tworząc intruzje skał magmowych - np. granitów) lub też przedostawała się wyżej, wylewając się jako lawa na powierzchnię tworząc pokrywy skał wulkanicznych (wylewnych). Przedstawiony na ryc. 2a i 2b oraz opisany wyżej prawdopodobny sposób utworzenia się gór waryscyjskich w karbonie (i innych gór) jest niezwykle uproszczonym, schematycznym modelem skomplikowanego procesu górotwórczego. Najbardziej spektakularnym przykładem powstania potężnego pasma górskiego w wyniku kolizji kontynentów są Himalaje.

Kontynent indyjski „wieziony" był na płycie oceanicznej tysiące kilometrów w ciągu ponad 100 milionów lat z okolic dzisiejszej Afryki Południowej, aż około 30 - 20 mln lat temu zderzył się z Eurazją powodując od tego czasu wypiętrzanie się Himalajów. Niektóre góry (jak np. Andy) powstały na innej drodze niż kolizja kontynentów, ale omawianie tego problemu przekracza ramy tego artykułu.

Podsuwająca się płyta oceaniczna zanurza się pod kontynentalną część drugiej płyty z prędkością kilku centymetrów rocznie, ale czasami jest to chwilowy ruch gwałtowny - wtedy powstają trzęsienia ziemi (np. na obszarze Morza Śródziemnego płyta afrykańska podsuwa się i pogrąża pod płytę eurazjatycką, stąd też występują tam trzęsienia ziemi i wulkany).

Niedawne bardzo silne i tragiczne w skutkach (fala tsunami) trzęsienie ziemi w Azji Południowo - Wschodniej też powstało w strefie gdzie oceaniczna część płyty indyjsko - australijskiej podsuwa się pod płytę eurazjatycką i pogrąża w astenosferę (zjawisko to zachodzi pod oceanicznym Rowem Jawajskim koło wysp Sumatra i Jawa). Także silne trzęsienie ziemi w Pakistanie w październiku 2005 r. zaistniało na granicy płyty indyjsko - australijskiej z płytą eurazjatycką. Niezwykle silne trzęsienie ziemi miało miejsce u północno-wschodnich wybrzeży Japonii w 2011 roku. Związane ono było ze strefą gdzie płyta pacyficzna podsuwa się pod pytę eurazjatycką.

Po powyższej dygresji na temat najnowszej teorii tektoniki płyt wrócić należy do głównego wątku geologicznych dziejów naszego regionu. ■



KARBON. OKRES POWSTANIA ZŁÓŻ WĘGLA KAMIENNEGO. W TROPIKALNYM KLIMACIE BUJNIE ROZWIJA SIĘ PUSZCZA BAGIENNA. W KARBONIE DOCHODZI DO ZDERZENIA LAUROSJI I GONDWANY, W WYNIKU CZEGO TWORZY SIĘ ŁAŃCUCH WARYSCYDÓW . POD KONIEC TEGO OKRESU POŁUDNIOWĄ GONDWANĘ POKRYWA LĄDOLÓD.

Okres permski (perm) - ostatni w erze paleozoicznej - miał szczególne znaczenie w geologicznej historii naszego regionu, gdyż utworzyły się wtedy pokłady czerwonego spągowca, wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego, w których obecnie znajdują się złoża gazu ziemnego, a w dolomicie również złoża ropy naftowej.

Czas powstania czerwonego spągowca, raf wapienia cechsztyńskiego i dolomitu głównego

W niezbyt długim - w skali czasu geologicznego - permie, trwającym 48 mln lat, powstały dwa zasadniczo odmienne zespoły (kompleksy) skalne o łącznej grubości od kilkuset do ponad 2000 m. Pierwszy (dolny) zespół skalny powstały w permie w warunkach środowiska lądowego, złożony w niższej części ze skał wulkanicznych, a w wyższej ze skał okruchowych (zlepieńców, piaskowców i iłowców) barwy głównie brunatno-czerwonej nazywamy czerwonym spągowcem. Drugi (górny) permski zespół skalny utworzony w tzw. morzu cechsztyńskim nazywamy cechsztynem. Obydwu terminów: „czerwony spągowiec" i „cechsztyn" używa się często także na oznaczenie czasu formowania się tych zespołów skalnych. Można więc np. mówić, że „w otworze x nawiercono czerwony spągowiec", ale także „w czerwonym spągowcu klimat był suchy i gorący". To samo dotyczy terminu „cechsztyn". W podobnie dwojakim znaczeniu używamy też terminów np. karbon, perm, trias czy kreda. W zależności od kontekstu wypowiedzi terminy te oznaczać mogą okresy geologiczne lub też cały zespół skał powstałych w danym okresie. Można więc mówić, że „w permie były wulkany", ale także, że „perm leży niezgodnie na sfałdowanym karbonie". Po tych uwagach przejdźmy do historii zdarzeń w okresie permskim.

Pierwsza faza permu - Ziemia Lubuska w ogniu wulkanów

W początkowej fazie permu trwającej kilkanaście milionów lat zaznaczyły się na obszarze Ziemi Lubuskiej i zachodniej Wielkopolski zjawiska wulkaniczne o niezwykle dużym natężeniu. Skorupa ziemska, ściśnięta gigantycznymi siłami górotwórczymi pod koniec karbonu, zaczęła na początku permu odprężać się, powstały wówczas ogromne uskoki wzdłuż których jedne bloki skalne, o wielokilometrowych rozmiarach, przesuwały się względem siebie w górę lub w dół. Powstałe szczeliny uskokowe były drogami przemieszczania się magmy, która - już jako lawa - wylewała się na powierzchnię. Lawa spływała do obniżeń i zastygając tworzyła pokrywy skał wylewnych (wulkanicznych). Oprócz takich wylewów lawy wzdłuż szczelin uskokowych były zapewne „normalne" wulkany, po których pozostały wulkanopodobne wzniesienia zaznaczające się w morfologii stropu skał wulkanicznych. Wzniesienia takie, z których przynajmniej niektóre mogły być permskimi

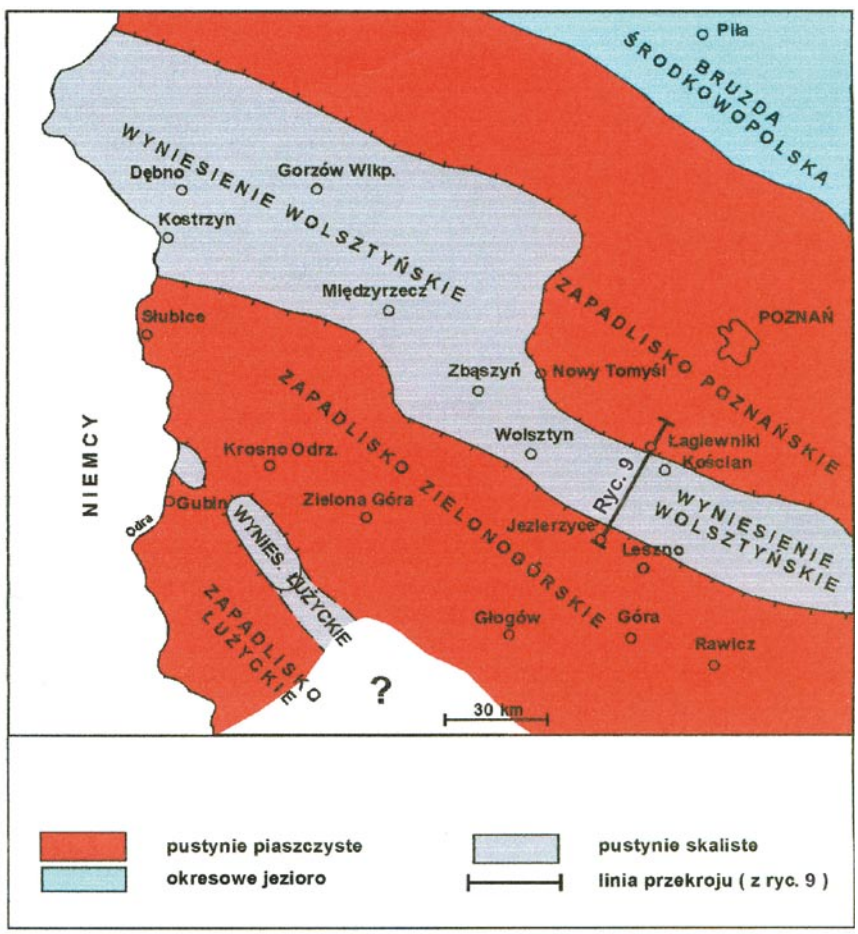
RYC. 3. AGAT Z PERMSKICH SKAŁ WULKANICZNYCH Z SUDETÓW

wulkanami obserwuje się pod złożami gazu i/lub ropy Zielin, Barnówko - Mostno - Buszewo (BMB), Chartów, Sulęcin, Jeniniec, Krobielewko. Pokrywy permskich skał wulkanicznych występują niemal na całym obszarze Ziemi Lubuskiej, a także na znacznej części zachodniej Wielkopolski. Stwierdzona grubość tych pokryw jest bardzo zmienna i waha się od kilkudziesięciu do ponad 1500 m. Przykładowo podam tu, że w otworach Jany-1 koło Zielonej Góry i Pomorsko-1 koło Sulechowa nawiercono odpowiednio 293 i 457 m skał wulkanicznych nie przewiercając ich. Największą grubość (1650 m) skał wulkanicznych stwierdzono w otworze Ośno IG-2, lecz i tam ich nie przewiercono.

W rejonie Gorzowa, w otworze Jeniniec-2 całkowita grubość skał wulkanicznych wynosi 385 m. Na zakończenie tych uwag dodam jeszcze, że w permskich skałach wulkanicznych w Sudetach znajdujących się tam na powierzchni, występują pięknie wykształcone i poszukiwane przez zbieraczy kamienie ozdobne zwane agatami (ryc. 3). Agaty te zbudowane są z różnobarwnych koncentrycznych wstęg chalcedonu (odmiana kwarcu - SiO_2) wytrąconego z hydrotermalnych roztworów pomagmowych w próżniach pogazowych w zastygłej lawie.

Permskie pustynie skaliste i piaszczyste

Po ustaniu zjawisk wulkanicznych, jeszcze przez około 25 - 30 mln lat permu cały obszar Polski był lądem, na którym zachodziła erozja wyniesień i sedymentacja osadów czerwonego spągowca w obniżeniach. W ówczesnej paleogeografii regionu lubusko - wielkopolskiego wyróżniała się wyżynna pustynia skalista ciągnąca się od rejonu Dębna na Gorzów - Międzyrzecz - Zbąszyń - Wolsztyn - Kościan i dalej na wschód zanikając koło Krotoszyna. Ta skalista pustynia uformowała się na powierzchni wyniesionego bloku tektonicznego (zwanego wyniesieniem wolsztyńskim) zbudowanego głównie z karbońskich piaskowców i iłołupków oraz ze skał wulkanicznych czerwonego spągowca. Po północnej i południowej stronie tego wyniesienia, bloki tektoniczne zapadały się - powstały zapadliska: poznańskie i zielonogórskie, które w topografii terenu zaznaczały się jako obniżenia (ryc.4). Na osi Szczecin - Piła - Łódź istniało w dolnym permie najgłębsze obniżenie zajęte przez okresowe jezioro, w którym głównie osadziły się ilasto - mułowcowe osady czerwonego spągowca.

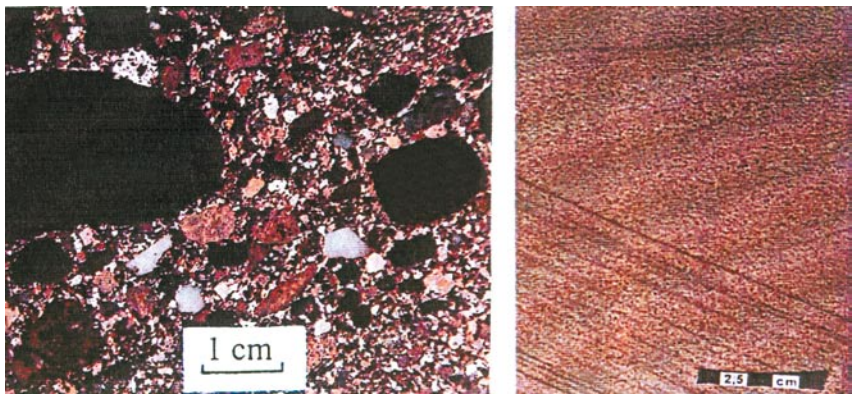


RYC. 4. SZKIC PALEOGEOGRAFICZNO - TEKTONICZNY NA KONIEC SEDYMENTACJI CZERWONEGO SPĄGOWCA

W rejonie pomiędzy Krosnem i Lubskiem uformowała się wtedy kolejna górzysta pustynia skalista zbudowana z granitów i skał wulkanicznych (ryc.4).

Obszar Polski znajdował się w permie w strefie przyzwrotnikowej, a klimat był tu wtedy generalnie suchy i gorący z okresowymi gwałtownymi ulewami, przy czym pod koniec sedymentacji czerwonego spągowca był najbardziej suchy. Materiał zwietrzelinowy powstający na wyżej położonych skalistych pustyniach - od grubych okruchów do ziarn piasku - był w czasie gwałtownych deszczy zmywany i transportowany przez okresowe, szeroko płynące potoki na obszar niżej położony i tam osadzany.

Przy brzegu wyżynnych pustyń akumulowały się głównie większe okruchy, z których powstały zlepieńce, nieco dalej osadziły się na przemian



RYC. 5. TYPOWE SKAŁY OSADOWE CZERWONEGO SPĄGOWCA: NA LEWO - ZLEPIENIEC Z OTWORU JEZIERZYCE-1 KOŁO LESZNA Z GŁĘBOKOŚCI 2486 M, NA PRAWO - PIASKOWIEC WYDMOWY Z OTWORU PAKOSŁAW-4 KOŁO RAWICZA Z GŁĘBOKOŚCI 1725 M (Z OPRACOWANIA P. RACZYŃSKIEGO)

piaski (które później zamieniły się w zwięzłe piaskowce) i zlepieńce, jeszcze dalej gromadziły się głównie piaski, a w najbardziej oddalonych obniżeniach - w okresowych jeziorach - z zawiesiny wytrącały się muły i iły. Osady te zabarwione są przeważnie związkami żelaza na kolor brunatnoczerwony. Z czasem klimat stał się jeszcze bardziej suchy i na obszarach zapadlisk poznańskiego i zielonogórskiego powstały liczne wydmy. Piaskowce wydmowe i fluwialne (osadzone przez płynącą wodę) oraz zlepieńce są najbardziej charakterystycznymi skałami osadowymi czerwonego spągowca (ryc. 5).

Dodać tu należy, że występujące w czerwonym spągowcu piaskowce wydmowego pochodzenia cechują się przeważnie dużą porowatością i przepuszczalnością. W obrębie wielu gazonośnych struktur w czerwonym spągowcu stwierdzono obecność piaskowców pochodzenia wydmowego (np. struktury: Załęcze, Żuchlów, Pakosław, Radlin). Całkowita miąższość skał osadowych czerwonego spągowca w niektórych częściach zapadlisk sięga do ok. 1000 m (np. w rejonie Krosna Odrzańskiego i Kórnika koło Poznania), najczęściej jednak wynosi kilkaset metrów. Na wspomnianej już wolsztyńskiej pustyni skalistej nie ma oczywiście osadowych skał czerwonego spągowca, gdyż obszar ten był wtedy erodowany. Duża masa osadów czerwonego spągowca zdeponowanych w zapadliskach świadczy o tym, jak wiele skał zostało „zdjętych" z obszarów wyniesionych, w związku z czym zróżnicowanie morfologiczne omawianego regionu z czasem w znacznym stopniu malało. W końcowej fazie sedymentacji czerwonego spągowca - „tuż" przed transgresją morza cechsztyńskiego - na pustyniach piaszczystych istniały wydmy przeważnie o wysokości od kilku do kilkunastu, rzadziej do kilkudziesięciu metrów.

W tym samym czasie na pustyni skalistej znacznie zróżnicowany morfologicznie był jeszcze rejon od Nowego Tomyśla do Kościana, gdzie istniały wzniesienia o wysokościach względnych do około 100 - 150 m. Wzniesienia te odegrały bardzo ważną rolę w późniejszym czasie okresu permskiego co jest omawiane dalej. Wyraźne wzniesienia zaznaczały się wówczas także w rejonie gorzowskim, we wspomnianych miejscach przypuszczalnych wulkanów.

Bardzo zmienne morze cechsztyńskie - na przemian normalne i martwe

Około 257 milionów lat temu region lubusko - wielkopolski, jak i ponad połowa obszaru Polski oraz duża część Europy Środkowej pokryte zostały morzem cechsztyńskim. Transgresja (zalew) tego morza była najprawdopodobniej najgwałtowniejszym zalewem morskim w środkowej Europie za ostatnie kilkaset mln lat. Morze to istniało „zaledwie" około 6 mln lat, lecz pozostawiło po sobie osady o grubości od kilkuset do ponad 1000 m, złożone głównie z soli kamiennych i anhydrytów oraz w dużo mniejszym stopniu z wapieni i dolomitów. Jakie było morze cechsztyń-

Foto: Paweł Raczyński

RYC. 6. ODCISK RYBY W CECHSZTYŃSKIM ŁUPKU MIEDZIONOŚNYM Z REJONU LUBINA

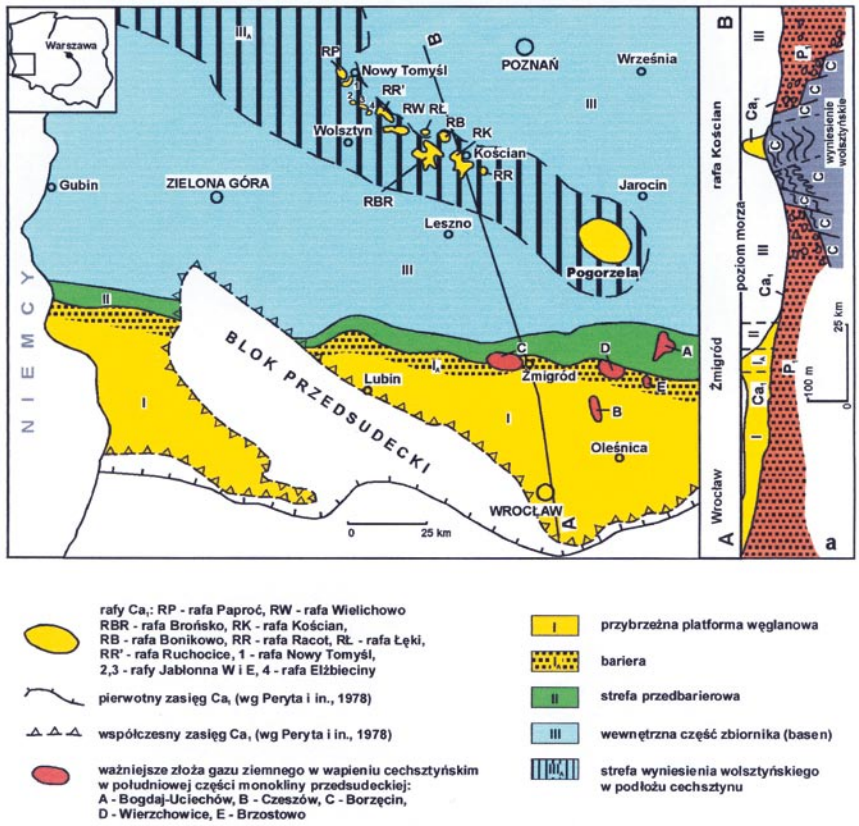
skie? Było to ciepłe i płytkie morze szelfowe położone w strefie przyzwrotnikowej o klimacie na ogół suchym i gorącym, otoczone od wschodu, północy i południa lądowymi obszarami pustynnymi. Morze to było połączone z oceanem cieśniną w rejonie pomiędzy Grenlandią i Skandynawią. Południowy brzeg tego morza znajdował się około 100 - 120 km na południe od Zielonej Góry. Morze cechsztyńskie cechowało się znacznymi zmianami poziomu wody oraz jej zasolenia.

Pierwszym pokładem, który utworzył się w tym morzu jest tzw. łupek miedzionośny znany z tego, że zawiera w niektórych miejscach (rejon Lubina) rudy miedzi. W łupku tym nierzadko spotyka się odciski ryb (ryc. 6). Geologów naftowych interesuje jednak dużo bardziej następny - wyższy - pokład zwany wapieniem cechsztyńskim (w skrócie oznaczony symbolem Ca_1), w którym występują złoża gazu ziemnego. Pokładowi temu należy więc przyjrzeć się nieco dokładniej.

Różne oblicza (facje) wapienia cechsztyńskiego

Pokład wapienia cechsztyńskiego zbudowany jest przeważnie z wapieni, ale miejscami w znaczącym stopniu także z dolomitów. Tu należy przypomnieć, że głównym składnikiem każdego wapienia jest minerał kalcyt będący węglanem wapnia ($CaCO_3$), a głównym składnikiem dolomitu jako skały jest minerał dolomit będący węglanem wapnia i magnezu - $CaMg(CO_3)_2$.

Omawiany pokład cechuje się bardzo dużą zmiennością miąższości w przedziale od poniżej 1 m do 100 m, również charakter tego pokładu jest zmienny. W jednych miejscach jest on np. bardzo porowaty i zawiera dużo skamieniałości, w innych miejscach jest nieporowaty (zbity) bez



RYC. 7. SZKIC PALEOGEOGRAFICZNO - FACJALNY WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO NA OBSZARZE PRZEDSUDECKIM; A - SCHEMAT SYTUACJI PALEOGEOLOGICZNEJ WZDŁUŻ LINII WROCŁAW - KOŚCIAN POD KONIEC SEDYMENTACJI WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

śladów szczątków fauny. Takie zróżnicowanie jednowiekowego pokładu nazywają geolodzy zmiennością miąższościowo - facjalną. Zmiany miąższościowo - facjalne wapienia cechsztyńskiego spowodowane zostały głównie zróżnicowaniem głębokości morza cechsztyńskiego w różnych strefach sedymentacji tego pokładu. Ogólnie można powiedzieć, że w płytkowodnych strefach tego morza (głębokość 0 - 30 m) sedymentacja osadu wapiennego była bardziej intensywna niż w strefach relatywnie bardziej głębszych. Na ryc. 7 pokazano rozkład wydzielonych stref facjalnych wapienia cechsztyńskiego. W południowej części regionu (np. między Żmigrodem i Wrocławiem) utworzyła się dość znacznej grubości (30 - 100 m) przybrzeżna platforma węglanowa, która częściowo ma charakter rafowy i wtedy jest porowata (brak tej platformy na tzw. bloku przedsudeckim jest wtórny, o czym jeszcze będzie mowa). Największą grubość i najlepszą porowatość ma wapień cechsztyński w północnym pasie tej platformy - w obrębie tzw. bariery - gdzie występują złoża gazu ziemnego Borzęcin, Wierzchowice i Brzostowo. Platforma węglanowa poprzez tzw. strefę przedbarierową (zaznaczoną zieloną barwą na mapie z ryc. 7) przechodzi w rozległy rejon, gdzie znajdowała się wewnętrzna - relatywnie najgłębsza - część morza cechsztyńskiego (barwa niebieska na mapie). W obrębie tej strefy wapień cechsztyński o grubości przeważnie 1 - 5 m składa się z nieporowatej (zbitej) masy wapienno - dolomitowej o strukturze drobnokrystalicznej. W kościańsko - nowotomyskiej części powyższej strefy utworzyły się lokalne porowate rafy mszywiołowe, w obrębie których wapień cechsztyński osiąga grubość kilkudziesięciu metrów (mak-

symalnie do 90 m) i zawiera złoża gazu ziemnego. Rafy te zaznaczono na ryc. 7 żółtymi plamami.

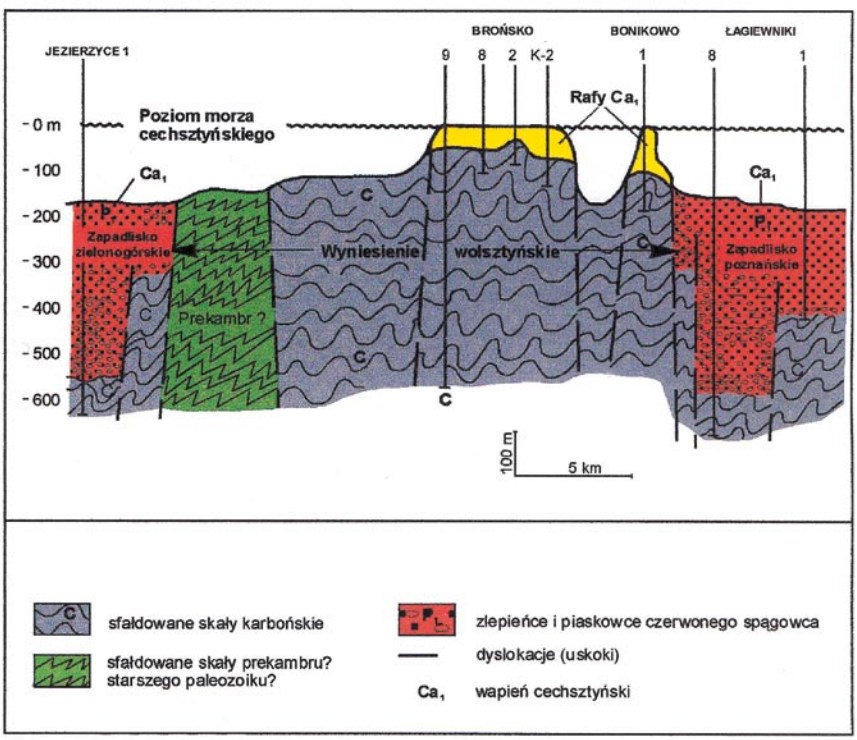
Jak utworzyły się rafy mszywiołowe w rejonie Nowego Tomyśla - Kościana

Dno morza w rejonie kościańsko - nowotomyskim w czasie powstawania (sedymentacji) wapienia cechsztyńskiego miało bardzo urozmaicony relief, odziedziczony po pustyni skalistej, o czym już wspomniano. W rejonie tym występowały podmorskie skaliste wzniesienia (o wysokości do około 100 - 150 m ponad otoczenie) zbudowane ze skał karbońskich lub wulkanicznych czerwonego spągowca. Głębokość morza cechsztyńskiego nad tymi wzniesieniami wynosiła od kilku - kilkunastu do około 50 m podczas gdy poza nimi dochodziła do około 100 i więcej metrów (ryc. 9).

Takie płytko zalegające podmorskie skaliste wzniesienia były porastane masowo - na wzór mchów i wodorostów - przez kolonie mszywiołów o wapiennych szkieletach pokroju siatkowo - wachlarzowym, gałązkowym lub krzaczkowym (ryc. 8, okładka, ryc. 11). Same pojedyncze żywe osobniki mszywiołów o wielkości przeważnie ułamka milimetra „mieszkały" sobie w oddzielnych mikrokomórkach w obrębie szkieletu kolonii. W jednej kolonii mszywiołowej mogło być nawet kilka tysięcy maleńkich mszywiołów. Wapienne szkielety kolonii mszywiołowych były łamane przez sztormowe falowanie docierające do dna, na powstałym rumoszu narastały nowe kolonie itd. Tak z czasem utworzyły się grube na kilkadziesiąt metrów (do ok. 90 m) rafy mszywiołowe w postaci nieregularnych masywów, wałów lub kopców o stromych skłonach (ryc. 9).

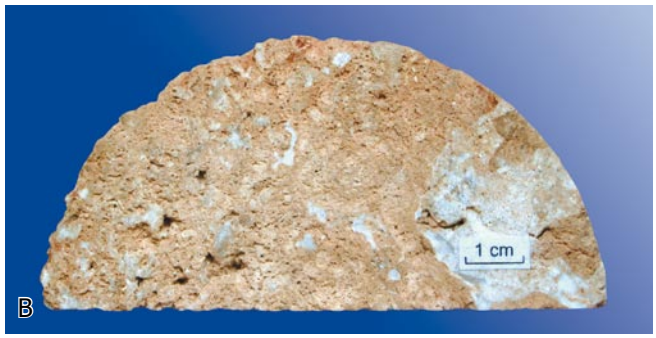
RYC. 8. SZKIELETY KOLONII MSZYWIOŁOWYCH O POKROJU GAŁĄZKOWYM Z RAFY KOŚCIAN. OTWÓR KOŚCIAN-19, GŁĘBOKOŚĆ 2 225 M

Foto: Paweł Raczyński



RYC. 9. PRZEKRÓJ PALEOGEOLOGICZNY PRZEZ WYNIESIENIE WOLSZTYŃSKIE W REJONIE KOŚCIANA W CZASIE KOŃCOWEJ FAZY TWORZENIA SIĘ RAF WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO

Nieodzownym warunkiem powstania tak grubych raf w warunkach płytkowodnych było oczywiście stałe, powolne osiadanie dna morskiego w miarę narastania rafy. Oprócz mszywiołów, które były głównymi „budowniczymi" raf, skałotwórcze znaczenie miały również szkielety (muszle) takich morskich zwierząt bezkręgowych, jak małże i podobne do nich brachiopody oraz ślimaki i liliowce. Okresowo dno morskie, zwłaszcza najpłytsze jego części, porastały algi wytrącające węglan wapnia. Rafy mszywiołowe w rejonie kościańsko - nowotomyskim są bardzo porowate - miejscami o charakterze gąbczastym, podobne do pumeksu (ryc. 10).



RYC. 10.
FRAGMENTY RDZENI Z WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO.
A - WAPIEŃ RAFOWY Z RAFY KOŚCIAN O WYJĄTKOWO DUŻEJ POROWATOŚCI ZŁOŻONY Z FRAGMENTÓW SZKIELETÓW MSZYWIOŁOWYCH. OTWÓR KOŚCIAN-7 - GŁĘBOKOŚĆ 2278 M
B - POROWATY WAPIEŃ Z RAFY BROŃSKO, OTWÓR BROŃSKO-7 - GŁĘBOKOŚĆ 2120 M

Porowatość rafowego wapienia cechsztyńskiego wynosi bardzo często 25% co oznacza, że 1/4 - tą objętości skały stanowią w niej pustki wypełnione obecnie solanką lub gazem ziemnym. W skrajnych przypadkach porowatość fragmentów rafy Kościan dochodzi do 40%. Porowate rafy cechują się także wysoką przepuszczalnością co powoduje, że odwierty na złożach gazu ziemnego w rafach mają dużą wydajność. Z powyższych przyczyn, ale także i z wielu innych względów należy uważać gazonośne rafy za najlepsze obiekty w Polsce, które mogą być wykorzystane w przyszłości jako podziemne magazyny gazu, czego przykładem jest częściowo sczerpane złoże gazu Bonikowo. Złoża gazu ziemnego w rafach wapienia cechsztyńskiego zaczęły powstawać, gdy rafy zostały pogrążone na głębokość około 1500 - 2000 m i gdy skały karbońskie (zalegające pod rafami) generowały już gaz z zawartej w nich substancji organicznej.

Było to około 100 mln lat po powstaniu raf, ale ostateczne uformowanie się złóż gazowych nastąpiło około 65 - 50 mln lat temu gdy powstała tzw. monoklina przedsudecka, o czym będzie mowa później. Wszystkie rafy w rejonie Kościana - Nowego Tomyśla zaznaczone na ryc. 7 zawierają złoża gazu ziemnego. Dotychczas nie stwierdzono złoża gazu w rafie Pogorzela położonej około 50 km na południowy wschód od Kościana.

Morze cechsztyńskie pierwszy raz morzem martwym

W czasie po sedymentacji wapienia cechsztyńskiego, a przed sedymentacją dolomitu głównego - przez kilkadziesiąt (kilkaset?) tysięcy lat - zasolenie morza cechsztyńskiego było tak duże, że stało się ono zupełnie martwe i wytrącały się w nim anhydryt (siarczan wapnia) i sól kamienna.

Spowodowane to było ograniczonym połączeniem tego morza z ówczesnym oceanem leżącym na północ od Skandynawii (Oceanu Atlantyckiego wtedy i jeszcze długo po tym nie było) oraz intensywnym parowaniem wody w warunkach suchego i gorącego klimatu zwrotnikowego.

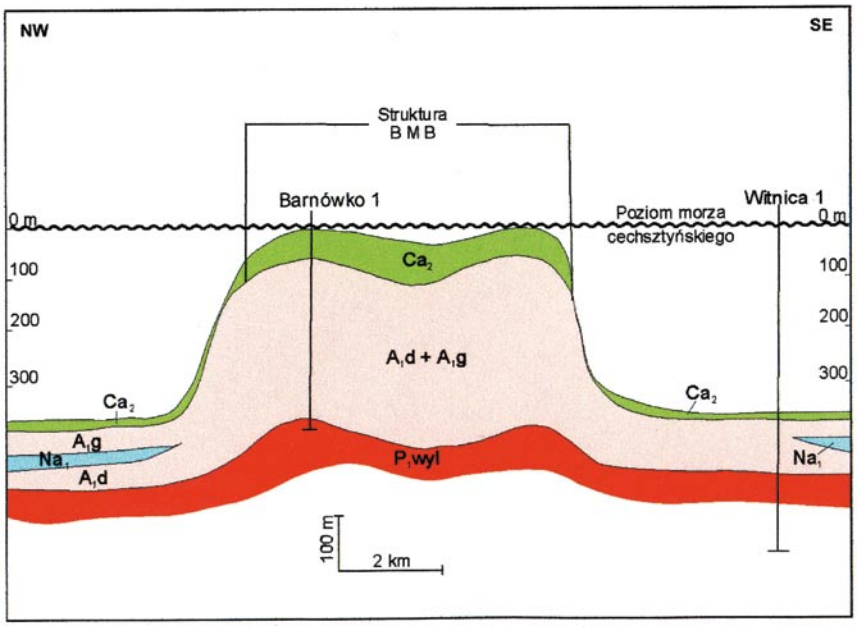
W morzu cechsztyńskim w omawianym czasie osadziło się w naszym regionie od kilkudziesięciu do około 300 m anhydrytów i soli.

Różne oblicza (facje) dolomitu głównego

Na pewnym etapie istnienia morza cechsztyńskiego uzyskało

RYC. 11
WSPÓŁCZESNA KOLONIA MSZYWIOŁOWA W MORZU CZERWONYM NA GŁĘBOKOŚCI 15 M

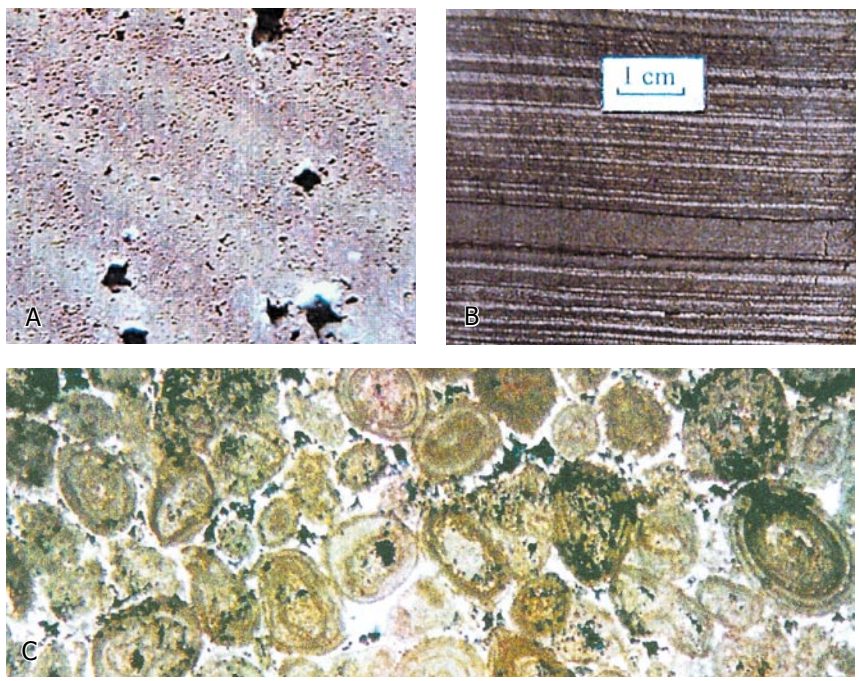
Foto: Andrzej Kasiński



RYC. 12. UPROSZCZONY PRZEKRÓJ PALEOGEOLOGICZNY PRZEZ REJON BARNÓWKO - MOSTNO - BUSZEWO (BMB) NA KONIEC SEDYMENTACJI DOLOMITU GŁÓWNEGO (Ca_2) OBRAZUJĄCY DUŻE ZRÓŻNICOWANIE GŁĘBOKOŚCI MORZA CECHSZTYŃSKIEGO. P_1 WYL. - SKAŁY WYLEWNE (WULKANICZNE) CZERWONEGO SPĄGOWCA, $A_1d + A_1g$ - ANHYDRYT DOLNY I GÓRNY, Na_1 - SÓL NAJSTARSZA.

ono znowu swobodne połączenie z ówczesnym oceanem i stało się morzem o normalnym lub tylko nieznacznie większym zasoleniu. Przerwana została sedymentacja soli i anhydrytów i zaczął się tworzyć pokład zwany dolomitem głównym, w którym występują obecnie złoża gazu ziemnego i ropy naftowej. Przypomnijmy tu jeszcze raz, że skała zwana dolomitem składa się głównie z minerału zwanego również dolomitem będącego węglanem wapnia i magnezu - $CaMg(CO_3)_2$. Morze cechsztyńskie w czasie sedymentacji dolomitu głównego miało bardzo zróżnicowaną głębokość, w strefach płytkowodnych wahała się ona przeważnie od 0 do około 50 m (w niektórych strefach dochodząc do około 100 m), podczas gdy w strefach głębokowodnych dochodziła do około 300 - 350 m. Zróżnicowanie głębokości morza cechsztyńskiego w czasie końcowej fazy sedymentacji dolomitu głównego w rejonie Barnówka - Mostna - Buszewa (BMB) i Witnicy pokazano na ryc. 12.

Na rycinie tej widać, że na obszarze struktury BMB, już przed utworzeniem się dolomitu głównego uformowała się wysoka platforma anhydrytowa wznosząca się około 300 m ponad otaczające głębokie dno morskie. Na wspomnianej platformie anhydrytowej, podczas sedymentacji dolomitu głównego panowały warunki skrajnie płytkowodne, głębokość morza wynosiła tam od kilku - kilkunastu do ok. 30 m, podczas gdy poza strukturą BMB w okolicy otworu Witnica-1, głębokość dochodziła do ok. 300 - 350 m. Na rycinie 12 widać również, że grubość (miąższość) dolomitu głównego w płytkomorskiej strefie na obszarze struktury BMB jest dużo większa (średnio 50 - 60 m) niż w pobliskiej strefie głębokowodnej (ok. 10 m). Na rycinie 13 pokazano jak wygląda dolomit główny utworzony w bardzo płytkowodnej strefie na obszarze struktury BMB i w strefie głębokowodnej. Dolomit główny ze strefy płytkowodnej (otwór Barnówko-1) jest jasny, ziarnisty, niewarstwowany i porowaty, a ze strefy głębokowodnej (otwór



RYC. 13. ZRÓŻNICOWANIE FACJALNE DOLOMITU GŁÓWNEGO W REJONIE BMB.
A - RDZEŃ Z POROWATEGO DOLOMITU GŁÓWNEGO ZE STREFY PŁYTKOWODNEJ MORZA CECHSZTYŃSKIEGO (OTWÓR BARNÓWKO-1, GŁĘBOKOŚĆ 3057, 5 M)
B - RDZEŃ Z CIENKOWARSTWOWANEGO DOLOMITU GŁÓWNEGO ZE STREFY GŁĘBOKOWODNEJ (OTWÓR WITNICA-1, GŁĘBOKOŚĆ 3290 M)
C - OBRAZ MIKROSKOPOWY DOLOMITU GŁÓWNEGO ZE STREFY PŁYTKOWODNEJ, DOBRZE WIDOCZNE ZIARNA (OOIDY), CZARNE POLA TO PUSTKI (PORY), POWIĘKSZENIE 26 RAZY (OTWÓR BARNÓWKO-9, GŁĘBOKOŚĆ 3100 M)

Witnica-1) jest ciemny, zailony, cienkowarstwowany, nieporowaty. Dolomit główny w czasie sedymentacji na płyciznach o głębokości kilku - kilkunastu metrów był piaskiem węglanowym złożonym z kulistych ziarn (ooidów) o wielkości od ułamka do kilku milimetrów, przesuwanych po dnie przez falowanie, podczas gdy w strefach głębokowodnych miał charakter mułu.

W dolomicie głównym nie stwierdzono szczątków mszywiołów, które są tak powszechne w rafowym wapieniu cechsztyńskim.

Na współczesnych płyciznach wokół wysp Bahama k/Kuby i w Zatoce Perskiej tworzą się węglany uderzająco podobne do tych, jakie utworzyły się w płytkowodnej strefie morza cechsztyńskiego na obszarze struktury BMB. Charakter dolomitu głównego z płycizny BMB oraz z wielu innych stref wskazuje, że poziom morza cechsztyńskiego w czasie powstawania tego pokładu okresowo się znacznie obniżał, a dolomit w strefie płycizn był wtedy wynurzany i częściowo rozpuszczany przez wody deszczowe co powodowało znaczne zwiększenie jego porowatości. Dolomit w głębokowodnej strefie morza cechsztyńskiego (np. w rejonie otworu Witnica-1) przez cały czas był przykryty morzem o znacznej głębokości. Rozmieszczenie płytkich i głębokich stref morza cechsztyńskiego podczas sedymentacji dolomitu głównego przedstawiono na rycinie 14.

W czasie sedymentacji dolomitu głównego dostawała się do niego substancja organiczna (algi, plankton roślinny i zwierzęcy, mikro i makrofauna). Po około 100 milionach lat, gdy dolomit główny pogrążył się na głębokość około 2000 m, z substancji tej zaczęła się generować ropa naftowa i gaz ziemny tworząc stopniowo złoża w strukturach porowatego lub spękanego dolomitu. Szerzej na ten temat napisała Elżbieta Dąbrowska - Żurawik w Szejku nr 1 (84) 2005.

RYC. 14. SZKIC ROZMIESZCZENIA PŁYTKICH (KOLOR ŻÓŁTY) I GŁĘBOKICH (KOLOR NIEBIESKI) STREF MORZA CECHSZTYŃSKIEGO W CZASIE SEDYMENTACJI DOLOMITU GŁÓWNEGO

Końcowe stadium morza cechsztyńskiego

Gdy ponownie zostało przerwane swobodne połączenie morza cechsztyńskiego z oceanem, stało się ono znowu silnie zasolone i już do końca jego istnienia wytrącały się w nim sole i anhydryty. Jeden z pokładów solnych utworzonych wówczas w głębszych strefach morza cechsztyńskiego osiąga grubość 500 - 600 m. Morze to na skutek odparowywania wody i obniżania się poziomu ówczesnego oceanu ciągle się kurczyło, utrzymując się najdłużej w północnej Wielkopolsce i na Pomorzu. Około 251 milionów lat temu praktycznie przestało ono istnieć. Morze cechsztyńskie pozostawiło po sobie osady o ogólnej miąższości około 500 - 600 metrów w rejonie Zielonej Góry i wzrastającej do 800 - 900 m w rejonie Gorzowa. Nieodzownym warunkiem powstania tak grubego kompleksu osadów w tym morzu było pogrążanie się jego dna, bardziej szybkie w północnej niż południowej części regionu.

Z zanikiem morza cechsztyńskiego zakończył się okres permski, zakończyła się era paleozoiczna. Region lubusko - wielkopolski wchodził w okres permski w scenerii górzystego krajobrazu z wulkanicznymi fajerwerkami, wychodził zaś z niego jako obszar nizinny z reliktowym okresowym zbiornikiem wodnym otoczony od południa obszarem wyżynnym. ■

Czasy ery mezozoicznej słyną głównie z tego, że żyły wtedy dinozaury, którym poświęcono wiele filmów naukowych, popularno-naukowych a nawet rozrywkowych. Niedawno prasa oraz czasopisma naukowe podały, że również w Polsce znaleziono na Ziemi Opolskiej fragmenty szkieletów pierwszych dinozaurów sprzed 220 milionów lat, a tropy dinozaurów jurajskich spotykane są często w rejonie Gór Świętokrzyskich.

Era mezozoiczna

W erze mezozoicznej odłożyły się w naszym regionie kompleksy skalne pochodzenia morskiego i lądowego o łącznej grubości do około 2500 metrów. Jest więc z czego „czytać" historię Ziemi Lubuskiej zapisaną w skałach z ery dinozaurów.

Okres triasowy - trias (od 251 do 200 mln lat temu)

Trias - jak sama nazwa wskazuje - ma charakter trójdzielny, w jego skład wchodzą dwie epoki lądowe przedzielone epoką morską. Podczas pierwszej epoki lądowej trwającej około 6 mln lat był w rejonie lubusko - wielkopolskim płytki śródlądowy zbiornik (basen) do którego rzeki znosiły materiał piaszczysto - ilasty z erodowanej wyżyny sudecko - małopolskiej. Okresowo na obszar ten wkraczało płytkie morze (ingresje morskie) i powstawały wtedy warstwy wapieni oolitowych, czasami jednak zbiornik ten - przynajmniej częściowo - wysychał, czego dowodem jest np. obecność w skałach ilastych charakterystycznych szczelin z wysychania. Dno zbiornika w miarę narastania osadów stopniowo obniżało się, dzięki czemu osadziła się w nim gruba na 450 - 550 m seria naprzemianległych warstw piaskowców, mułowców i iłowców czerwono - brunatnych oraz wapieni. Serię tych osadów określamy ogólnie jako pstry piaskowiec. Fragment rdzenia z niższej części pstrego piaskowca pokazano na ryc. 15.

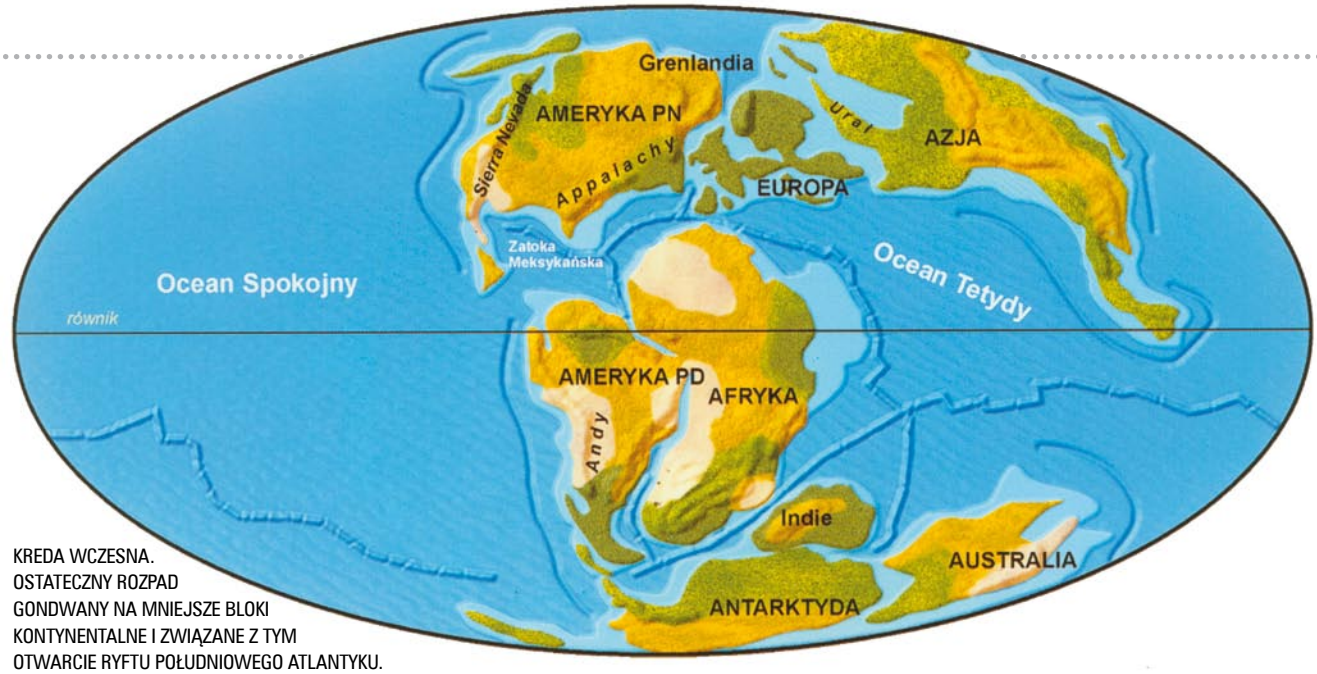
W środkowej części okresu triasowego, mniej więcej w przedziale czasowym 245 - 228 milionów lat temu, około 90% obszaru Polski - w tym również cały nasz region - objęty został wielką transgresją morską idącą z kierunku południowo - wschodniego, z obszaru dzisiejszych Karpat. Morze środkowotriasowe było ciepłym morzem szelfowym o głębokości przeważnie w granicach 50 - 100 m. Powstały w nim 2 grube kompleksy osadów o łącznej miąższości około 400 m.

Dolny kompleks skalny o grubości ok. 150 m, zwany retem, złożony jest

RYC. 15. FRAGMENT RDZENIA ZE SKAŁ CHARAKTERYSTYCZNYCH DLA PSTREGO PIASKOWCA DOLNEGO. WIDOCZNE NAPRZEMIANLEGŁE WARSTWY JASNOSZAREGO PIASKOWCA I BRUNATNOCZERWONEGO IŁOWCA. OTWÓR DĘBINKA P-10 KOŁO LUBSKA, GŁĘBOKOŚĆ 839 M

z margli, wapieni, dolomitów oraz z anhydrytów z wkładkami soli. Górny kompleks skalny - o grubości średnio 250 m - powstały w morzu środkowotriasowym nosi nazwę wapienia muszlowego i złożony jest głównie z wapieni, w których obecne są w znacznej ilości skamieniałości małży, ślimaków, brachiopodów oraz elementy szkieletowe innych morskich bezkręgowców.

W triasie górnym (od 228 do 200 mln lat temu) morze triasowe się wycofało, a na obszarze Niżu Polskiego pozostał ogromny śródlądowy słonawy zbiornik wodny, który okresowo się wysładzał, okresami wkraczały do niego ingresje morskie. Zbiornik ten otoczony był od południa erodowanym obszarem wypiętrzonego lądu sudecko - małopolskiego. Materiał zwietrzelinowy z tego lądu znoszony był rzekami do jeziornego zbiornika, w którym zakumulowało się kilkaset metrów osadów - głównie czerwonobrunatnych iłowców, margli i podrzędnie piaskowców. W okresach bardziej suchych wytrącały się gipsy, a w rejonie na południe od Poznania powstał nawet pokład soli kamiennej o miąższości kilkudziesięciu metrów. Dolną część kompleksu osadów utworzonych w epoce triasu górnego określa się jako kajper, a górną część jako retyk. Sumaryczna miąższość utworów kajpru i retyku wynosi kilkaset metrów. Ogólna miąższość serii skalnych utworzonych w okresie triasowym w północnej części regionu (np. w rejonie Gorzowa) wynosi 1500 - 1700 m. Anali-



KREDA WCZESNA.
OSTATECZNY ROZPAD
GONDWANY NA MNIEJSZE BLOKI
KONTYNENTALNE I ZWIĄZANE Z TYM
OTWARCIE RYFTU POŁUDNIOWEGO ATLANTYKU.

za triasowych skał wskazuje, że klimat w okresie triasowym był bardzo ciepły z naprzemiennymi okresami suchymi i wilgotnymi, przy czym pod koniec tego okresu stał się wyraźnie bardziej wilgotny, co zaznaczyło się sedymentacją szarych osadów ilasto - piaszczystych z licznymi szczątkami roślinnymi.

Okres jurajski - jura (od 200 do 145 mln lat temu)

Okres jurajski kojarzy się najczęściej w Polsce z Jurą (Wyżyną) Krakowsko - Częstochowską, gdzie występują malownicze skałki białych jurajskich wapieni, w których można znaleźć piękne okazy amonitów.

Prezentowany kilka lat temu film „Park Jurajski" nawiązuje do faktu występowania w okresie jurajskim olbrzymich dinozaurów. Problematyce kopalnych gadów - głównie jurajskich dinozaurów - poświęcony był specjalny program telewizyjny „Jurassica" na kanale Discovery. Jak z powyższych uwag widać, swoista „spuścizna" jurajskich czasów przemawia w różny sposób do naszej wyobraźni.

A jak wyglądała jurajska historia w naszym regionie? Na to pytanie jest bardzo trudno odpowiedzieć, gdyż skały jurajskie zachowały się - i to tylko częściowo - w północnej części regionu, mniej więcej na północ od linii Cybinka - Sulechów - Wolsztyn. Ze skał jurajskich, które się zachowały oraz na podstawie tego, co ustalono w sąsiednich regionach można przypuszczać, że w pierwszej epoce jurajskiej, tzw. jurze wczesnej (200 - 175 mln lat temu) na obszarze położonym na południe od linii Gubin - Zielona Góra - Wrocław był ląd podlegający erozji. Obszar położony na północ od tej linii był nisko położoną równiną z meandrującymi rzekami, usianą jeziorzyskami. Osadzały się tam piaski, muły i iły z okruchami roślinnymi. Dzisiaj są to słabo zwięzłe piaskowce, mułowce i iłowce ze zwęglonymi szczątkami roślin. W rejonie Gorzowa jest kilkaset metrów tego typu skał jurajskich co dowodzi, że obszar ten w miarę sedymentacji tych osadów stopniowo się obniżał. Klimat w jurze był ciepły i wilgotny, stąd też można przypuszczać, że na ówczesnych wyżynach i niskich równinach zachodniej Polski żyły dinozaury. W północnej części regionu nad skałami pochodzenia lądowego zalegają skały zawierające muszle amonitów co dowodzi, że w środkowej części jury wkroczyło tam morze. Jurajskie skały morskiego pochodzenia znane są z wierceń w rejonie Gorzowa i Poznania, gdzie osiągają grubość kilkudziesięciu metrów. Morze jurajskie w czasie środkowej i późnej (górnej) jury (od 175 do 145 mln lat temu) pokryło w fazie największego swego zasięgu niemal cały obszar Polski z wyjątkiem Sudetów i ich bliższego przedpola. Rejon zielonogórski znajdował się wtedy przypuszczalnie w przybrzeżnej strefie tego morza, gdzie mogły się osadzać skały piaskowcowo - ilaste, podczas gdy w miejscach bardziej odległych od brzegu (np. koło Poznania) osadzały się wapienie - także te - podobne do wapieni z jurajskich skałek koło Częstochowy i Krakowa.

Morze jurajskie jeszcze przed końcem jury wycofało się z naszego obszaru, rozpoczął się dość długi czas erozji wynurzonego regionu lubusko - wielkopolskiego, aż do czasu kolejnej wielkiej transgresji morskiej, ale była to już historia kredowa.

Okres kredowy - kreda (od 145 do 65 mln lat temu)

Okres kredowy kojarzy się przede wszystkim z pospolitą kredą piszącą, skałą najbardziej wszystkim znaną od najmłodszych szkolnych lat (o kredzie piszącej nieco więcej w dalszej części tego tekstu). W pierwszej epoce tego okresu - w kredzie wczesnej (dolnej) trwającej 45 mln lat zaznaczyły się w południowej i południowo - zachod-

niej części omawianego regionu tzw. młodokimeryjskie ruchy tektoniczne wypiętrzające ten obszar, wskutek czego podlegał on intensywnej erozji. Z tej części regionu już wówczas zerodowane zostały skały jurajskie i część skał triasowych (np. retyku i kajpru), a materiał okruchowy z tej erozji wynoszony był rzekami do śródlądowego obniżenia (okresowo zalewanego przez morze) istniejącego wówczas na północ i wschód od Poznania. W obniżeniu tym nagromadziło się wówczas kilkaset metrów osadów piaszczysto - ilastych (osady dolnokredowe). W wyniku tych procesów (wyniesienie i erozja południowo - zachodniej części obszaru i obniżenie się północno - wschodniej jego części) kompleksy skalne zostały nieco pochylone w kierunku północnym i północno - wschodnim, zarysowała się już wtedy monoklina przedsudecka w pierwszej postaci.

Na początku kredy górnej (późnej) - około 100 milionów lat temu - miała miejsce wielka transgresja morska (największa za ostatnie 300 mln lat), w wyniku której niemal cały obszar Polski został zalany morzem. Morze to wkroczyło wówczas także na obszar Sudetów, gdzie w zatokach osadziły się piaskowce o grubości kilkaset metrów, z których zbudowane są obecnie malownicze Góry Stołowe. Morze górnokredowe pokryło oczywiście cały nasz region, gdzie osadziło się kilkaset metrów skał, głównie wapiennych - w tym także kredy piszącej - od której to skały nadano nazwę całemu okresowi geologicznemu. Jak powstała kreda pisząca? Otóż w morzach okresu kredowego żyły w ogromnej ilości jednokomórkowe, mikroskopijne, planktoniczne (swobodnie unoszące się w wodzie) glony pokryte okrągłymi płytkami wapiennymi (kokkolitami). Po obumarciu komórek glonowych płytki te o wymiarach poniżej 0,01 mm, opadały na dno morskie tworząc muł wapienny, który z czasem przekształcił się w białą, miękką, niemal czystą skałę wapienną (blisko 100% węglanu wapnia) zwaną kredą piszącą. Wspomniane płytki (kokkolity) widoczne są na obrazie mikroskopowym prezentowanym na ryc. 16. Morze w końcu okresu kredowego - około 65 mln lat temu - wycofało się z obszaru naszego regionu pozostawiając po sobie grubą, zwartą pokrywę przeważnie białawych skał wapiennych o pierwotnej (sedymentacyjnej) miąższości wzrastającej ku północy. Obecnie zwarta pokrywa skał kredowych występuje na północ od linii Cybinka - Świebodzin - Nowy Tomyśl (ich grubość w rejonie Gorzowa - Dębna wynosi około 800 metrów). Kredowy kompleks skalny z południowej części regionu lubusko - wielkopolskiego (np. z okolic Zielonej Góry) został zerodowany we wczesnej fazie okresu trzeciorzędu. Pisząc o okresie kredowym nie sposób pominąć pewnego wydarzenia sprzed 65 mln lat, które dosłownie wstrząsnęło ówczesnym światem.

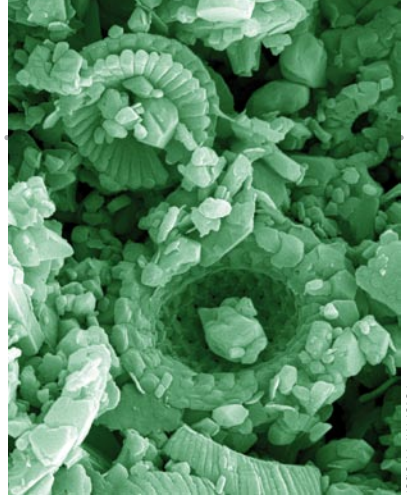


Foto: M. Wróbel

RYC. 16. OBRAZ KREDY PISZĄCEJ W MIKROSKOPIE ELEKTRONOWYM PRZY POWIĘKSZENIU KILKA TYSIĘCY RAZY

Wydarzeniem tym było zderzenie się Ziemi z ogromnym meteorytem (planetoidą) o średnicy co najmniej 10 kilometrów. Meteoryt ten zderzył się z Ziemią w rejonie Zatoki Meksykańskiej wyrąbując krater o średnicy 200 kilometrów. W efekcie tego uderzenia powstała chmura pyłu otaczająca cały glob, nastały ciemności i nastąpiło gwałtowne oziębienie klimatu, spadły kwaśne deszcze i powstały gigantyczne pożary lasów. Tego wszystkiego nie przeżyły przede wszystkim dinozaury, ale wymarło wówczas także wiele grup roślin i zwierząt (np. powszechnie znane amonity). Udowodnienie faktu tej planetarnej katastrofy w końcu kredy jest uważane za wielkie osiągnięcie geologii w ostatnim trzydziestoleciu ubiegłego wieku. ■

KREDA PÓŹNA. KONTYNENTY POWOLI ZAJMUJĄ ZNANE DZISIAJ POZYCJE. INDIE SAMOTNIE DRYFUJĄ KU AZJI. AUSTRALIA I ANTARKTYDA SĄ JESZCZE POŁĄCZONE. KLIMAT JEST CIEPŁY, POZIOM MÓRZ WYSOKI.

Era kenozoiczna

Uformowanie się monokliny przedsudeckiej

Na erę kenozoiczną (kenozoik) składa się długi okres trzeciorzędu (63 mln lat) i krótki - czwartorzędu (ostatnie ok. 2 miliony lat).

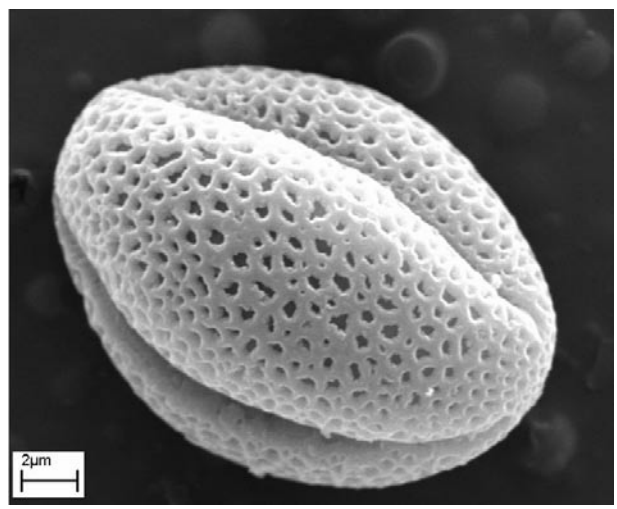
Najważniejszym geologicznym wydarzeniem w naszym regionie z końca kredy i wczesnego (dolnego) trzeciorzędu (od 65 do 35 mln lat temu) było ostateczne uformowanie się monokliny przedsudeckiej, która - jak wspomniano - zarysowała się w pierwszej postaci już przed transgresją morza górnokredowego. Przełom kredy i trzeciorzędu zaznaczył się w Polsce południowo - zachodniej, w tym również w naszym regionie, tektonicznymi ruchami wypiętrzającymi, które nazwano ruchami laramijskimi. Największemu wypiętrzeniu uległ wtedy obszar Sudetów i bloku przedsudeckiego, przy czym wypiętrzenie to nastąpiło po uskoku środkowej Odry przebiegającego od rejonu Nowogrodu Bobrzańskiego w kierunku nieco na południe od Kożuchowa, Lubina i Wrocławia (ryc. 24, 25, 25A).

Mniejszemu, ale i tak znacznemu wypiętrzeniu uległ wtedy obszar przylegający do uskoku środkowej Odry od strony północno - wschodniej (rejon Zielonej Góry, Nowej Soli - Głogowa). Tylko nieznacznie wypiętrzony został obszar północny (rejon Dębno - Gorzów - Międzychód). W wyniku tych ruchów tektonicznych formacje skalne wieku paleozoicznego i mezozoicznego, położone na północny-wschód od wspomnianego uskoku środkowej Odry zostały wyraźnie pochylone w tym samym kierunku. Ten zespół kompleksów skalnych - permskich i mezozoicznych - pochylonych wyraźnie w kierunku północno - wschodnim nazywamy monokliną przedsudecką (ryc. 24 i 25). W czasie pierwszej i drugiej epoki trzeciorzędu (paleocen i eocen), przez około 30 mln lat region lubusko - wielkopolski był lądem podlegającym erozji, przy czym najintensywniejsza erozja dotykała obszarów najbardziej wypiętrzonych (Sudety, blok przedsudecki i południowa część monokliny). W wyniku tej erozji z południowych rejonów omawianego obszaru usunięta została wielusetmetrowa pokrywa osadów kredowych i starszych, podczas gdy w rejonie północnym zakres erozji był minimalny.

A co stało się z usuniętymi przez erozję dużymi masami skalnymi? Najbardziej prawdopodobne jest, że skały te - jako rozdrobniony materiał okruchowy - przenoszony był rzekami na obszar północno - zachodnich Niemiec, a zwłaszcza na obszar Morza Północnego gdzie stwierdzono dużą miąższość osadów trzeciorzędowych. Około 35 milionów lat temu obszar Sudetów i bloku przedsudeckiego był już znacznie zerodowany i zrównany, odsłonięte tam zostały skały paleozoiczne i starsze, sfałdowane podczas orogenezy waryscyjskiej w karbonie. Na powierzchni bardziej nizinnego obszaru monokliny przedsudeckiej odsłaniały się w kierunku północnym i północno - wschodnim coraz to młodsze formacje skalne z różnych okresów i epok ery mezozoicznej.

Morze oligoceńskie - ostatnie morze na Ziemi Lubuskiej

Około 35 milionów lat temu, na przełomie eocenu i oligocenu, region lubusko - wielkopolski uległ obniżeniu i został objęty transgresją morską idącą od zachodu. Morze to istniało tu w końcu eocenu i przez większą część epoki oligoceńskiej, którą wydzielono w przedziale czasowym 34 - 23 milionów lat temu. Do płytkiego morza oligoceńskiego wnoszone były rzekami piaski, muły i iły z erodowanego wyżynnego lądu obejmującego Sudety i blok przedsudecki. Morskie osady oligoceńskie złożone z zielonawych piasków (barwa od



RYC. 17
PYŁEK MIOCEŃSKIEGO PLATANA Z ODKRYWKI WĘGLA BRUNATNEGO LUBSTÓW K. KONINA

Foto: Ewa Durska

minerału glaukonitu), mułków i iłów są szeroko rozprzestrzenione w naszym regionie tworząc zwartą pokrywę o miąższości kilkudziesięciu metrów. Jeszcze przed końcem oligocenu morze to wycofało się, a na jego miejscu powstała bagnista nizina z wysładzającymi się jeziorami. Mniej więcej w tym czasie zaczęły się także znowu wypiętrzać Sudety, tym razem wzdłuż tzw. uskoku sudeckiego brzeżnego (ryc. 24).

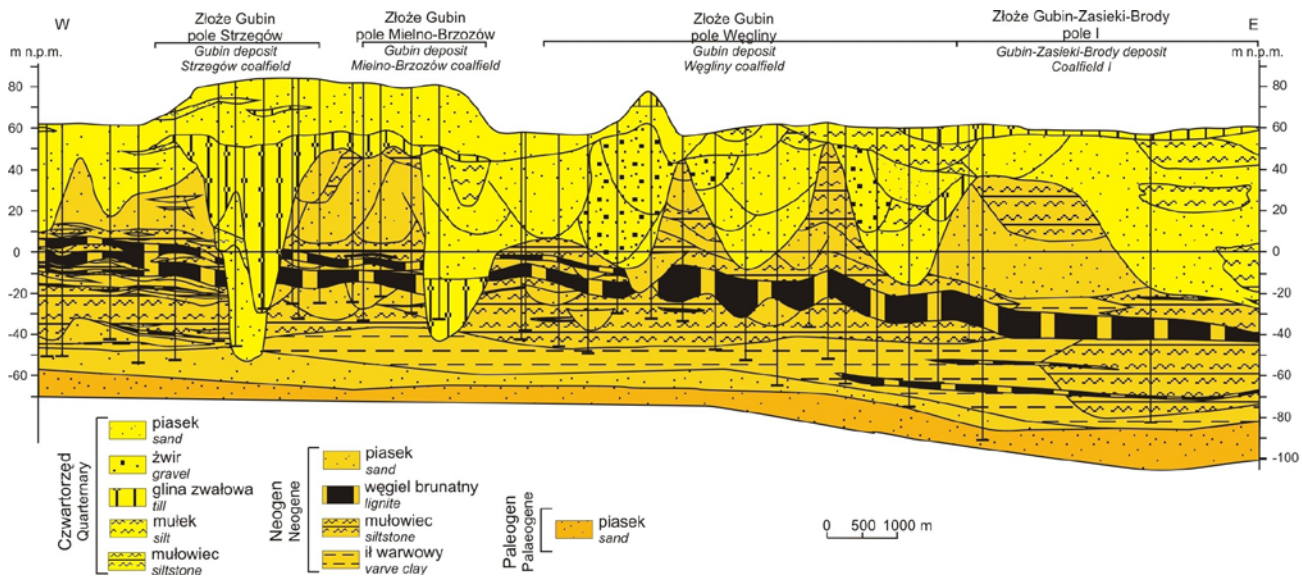
W epoce mioceńskiej (23 - 5 mln lat temu) „węgiel brunatny był zielony"

Przez pierwszą, większą część epoki mioceńskiej, region lubusko - wielkopolski był przeważnie podmokłą, często bagnistą niziną z licznymi rzekami i jeziorami. Klimat był wówczas ciepło umiarkowany, cieplejszy niż obecnie i wilgotny, stąd też wiele obszarów tej niziny porastały przez długi czas podmokłe lub wręcz bagienne lasy, z których swój „zielony rodowód" wywodzą liczne złoża węgla brunatnego. Jakie były mioceńskie lasy? Naukowcy (paleobotanicy) znaleźli w skałach mioceńskich mikroskopijne pyłki roślinne na podstawie których określili rodzaje i gatunki ówczesnych roślin (ryc. 17). W lasach bagiennych rosły wówczas między innymi znane nam olchy i wierzby oraz egzotyczne cypryśniki, a w lasach suchych wiele znanych nam drzew, jak sosny, dęby, buki, brzozy, ale również egzotyczne, jak sekwoje i drzewa oliwkowe, a na początku miocenu również palmy.

RYC. 18
PNIE MIOCEŃSKIEGO CYPRYŚNIKA SPRZED 8 MLN LAT ZACHOWANE W POZYCJI WZROSTU W KOPALNI ODKRYWKOWEJ WĘGLA BRUNATNEGO NA WĘGRZECH

Foto: Alfred Dulai

Przed kilku laty dość głośne było odkrycie dobrze zachowanych pni mioceńskich cypryśników sprzed 8 mln lat w kopalni węgla brunatnego na Węgrzech (ryc. 18). Cypryśniki były w miocenie jednym z podstawowych składników lasów bagiennych, szeroko rozprzestrzenionych wówczas w Europie Środkowej – również w Polsce.



RYC. 19 PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ ZŁOŻE WĘGLA BRUNATNEGO GUBIN. OPRACOWAŁ PAWEŁ URBAŃSKI WG. J. KASIŃSKIEGO I INNYCH, 2008, Z OPRACOWANIA „POTENCJAŁ ZASOBOWY WĘGLA BRUNATNEGO W POLSCE ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM ZŁÓŻ GUBIŃSKICH I LEGNICKICH"

Ogromne ilości drewna z obumarłych drzew, przy bardzo powolnym pogrążaniu się terenu, przekształcały się w bagiennym i beztlenowym środowisku w torf, a z czasem - pod przykryciem nadległych skał - w węgiel brunatny. Znaczące złoża węgla brunatnego - możliwe do eksploatacji - występują w rejonie Gubina (ryc. 19). Największe zasoby tego surowca (kilka miliardów ton) udokumentowano jednak pomiędzy Poznaniem i Rawiczem. Obecnie węgiel brunatny wydobywa się metodą odkrywkową w Sieniawie koło Łagowa, a do niedawna wydobywano go także w Łęknicy i Nowych Czaplach w okolicy Żar. W pobliżu Zielonej Góry węgiel brunatny wydobywano na potrzeby lokalne w XIX i pierwszej połowie XX wieku w Droszkowie, Słonem i zachodnich przedmieściach Zielonej Góry. Dzisiaj mało kto wie, że jeszcze w 1945 roku elektrownia zielonogórska pracowała na bazie węgla brunatnego wydobywanego w małej kopalni głębinowej we wspomnianym Słonem, położonym 7 km na zachód od Zielonej Góry. Węgiel brunatny wydobywany jest obecnie w Polsce na dużą skalę w rejonie Konina, Turku, Bełchatowa i Turoszowa gdzie stanowi podstawowy surowiec energetyczny dla wielkich elektrowni. Wydaje się, że rola węgla brunatnego jako surowca energetycznego, może być w niezbyt odległej przyszłości (za kilkadziesiąt lat?) nawet większa niż obecnie, gdy wyczerpywać się będą światowe zasoby gazu ziemnego i ropy naftowej. Chyba, że potwierdzą się duże prognostyczne zasoby gazu łupkowego. Po tej dygresji natury gospodarczej pora wrócić do wątku geologicznej historii.

W miocenie wypiętrzały się powoli Sudety, z których wypływały liczne rzeki niosące wiele materiału okruchowego osadzonego na nizinach jako piaski, muły i iły przykrywające dzisiaj złoża węgla brunatnego. Mniej więcej 10 milionów lat temu obszar lubusko - wielkopolski obniżył się i powstał tu (jak również w centralnej Polsce) wielki zbiornik wodny, w którym osadziły się tzw. iły poznańskie (przeważnie zielonawoniebieskiej barwy) o miąższości przeważnie od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (lokalnie do 150 m). Iły poznańskie wykorzystywane były do niedawna koło Zielonej Góry do wyrobu cegieł (Racula, cegielnia „Krośnieńska").

W końcu trzeciorzędu pra - Odra płynęła do Morza Północnego

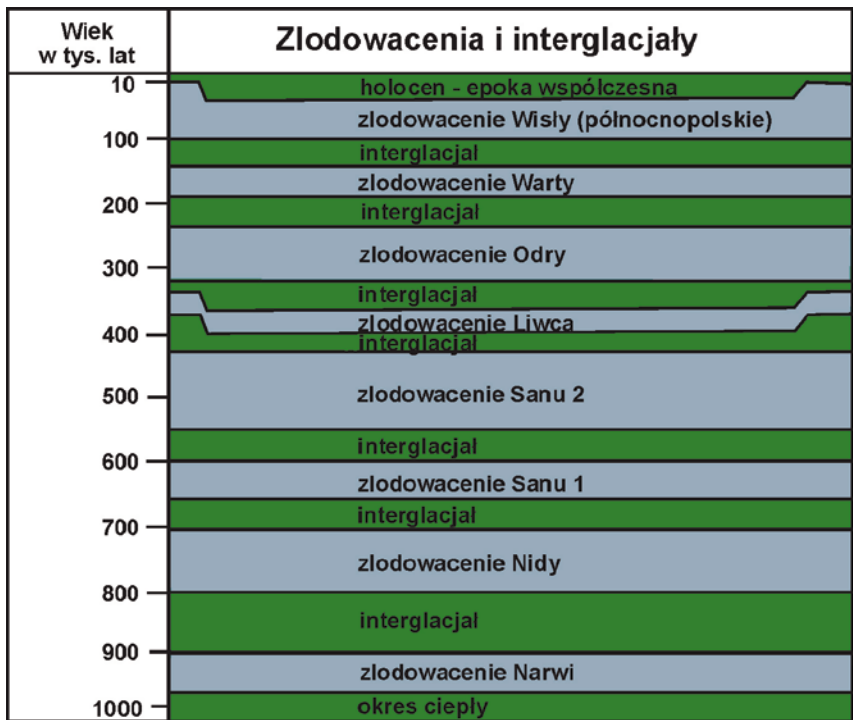
W ostatniej epoce okresu trzeciorzędowego, w tzw. pliocenie (5 - 1,8 mln lat temu), w rejonie lubusko - wielkopolskim zanikło jezioro, w którym osadziły się iły poznańskie, a na południu ostatecznie ukształtowały się Sudety. Cały obszar zachodniej Polski stał się obszarem na którym przeważały procesy erozji, tylko liczne rzeki wypływające z Sudetów osadziły na ich przedpolu żwiry i piaski kilkudziesięciometrowej grubości. Rzeki ówczesne wpadały do pra - Odry, której bieg tylko częściowo pokrywał się z dzisiejszą Odrą. Pra - Odra kierowała jednak swoje wody do Morza Północnego z tej prostej przyczyny, że wówczas Bałtyku jeszcze nie było. Wzdłuż lubuskiego odcinka dzisiejszej doliny Warty prawdopodobnie płynęła w pliocenie pra - Wisła zdążająca także do Morza Północnego. ■

TRZECIORZĘD. PIERWSZY OKRES ERY KENOZOICZNEJ. INDIE ZDERZAJĄ SIĘ Z AZJĄ POWODUJĄC WYPIĘTRZENIE HIMALAJÓW. AUSTRALIA ODRYWA SIĘ OD ANTARKTYDY I DRYFUJE W KIERUNKU AZJI. AFRYKA ZDERZA SIĘ Z EUROPĄ WYPIĘTRZAJĄC PASMO ALPIDÓW. NA ANTARKTYDZIE POWSTAJE CZAPA LODOWA.

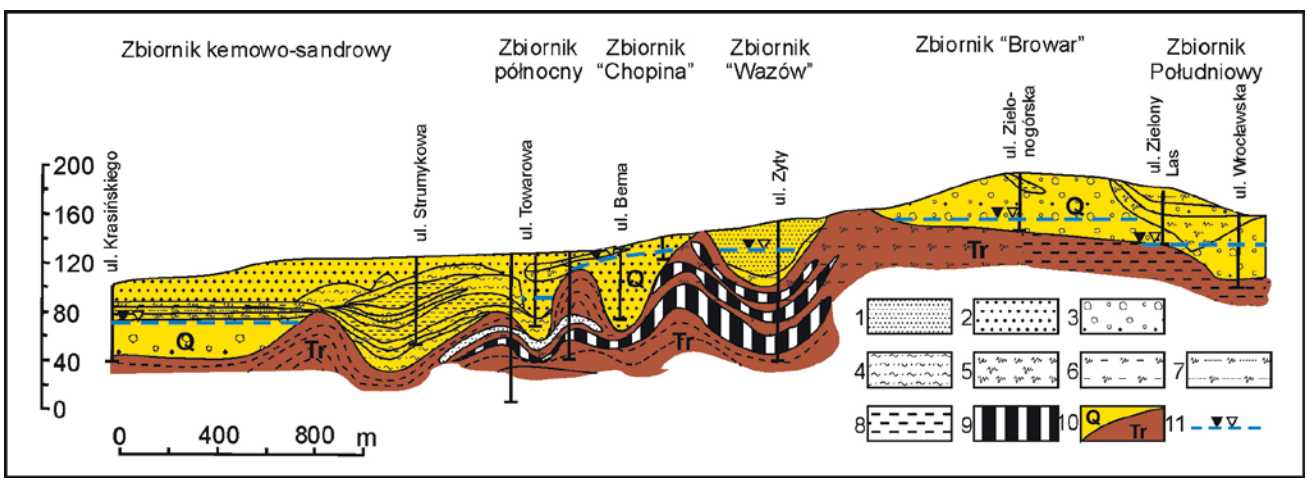
Kilkakrotny „najazd” lądolodów skandynawskich na Ziemię Lubuską

Żyjemy w czwartorzędzie - okresie, którego najbardziej charakterystyczną cechą było naprzemienne występowanie okresów klimatycznych zimnych zwanych zlodowaceniami lub glacjałami oraz umiarkowanie ciepłych zwanych interglacjałami (ryc. 20).

W czasie zlodowaceń powstawały na obszarze Ameryki Północnej i Skandynawii potężne pokrywy lodowcowe o grubości 2 - 3 km zwane lądolodami (podobne do współczesnego lądolodu na Grenlandii). Podczas wielu zlodowaceń lądolody skandynawskie „nafaszerowane” mniej lub bardziej rozdrobnionym materiałem skalnym nasuwały się na duże obszary środkowej i zachodniej Europy, w tym również na obszar Polski. Dziś nikt nie wątpi w obecność lądolodów na naszych ziemiach w niezbyt odległej geologicznej przeszłości. Za pobytem tu lądolodów przemawiają chociażby pospolite kamienie polne oraz duże głazy narzutowe, których obecności nie da się inaczej wytłumaczyć, jak tylko tym, że zostały one tu przywleczone przez lądolód i zrzucone w trakcie jego topnienia w odległości wiele setek kilometrów od skał macierzystych.



RYC.20. CHRONOLOGIA ZLODOWACEŃ (PODCZAS KTÓRYCH LĄDOLODY SKANDYNAWSKIE NASUWAŁY SIĘ NA OBSZAR POLSKI) I INTERGLACJAŁÓW, WG LINDRENA I INNYCH, 1995



RYC. 21. PRZEKRÓJ HYDROGEOLOGICZNY PRZEZ PÓŁNOCNY SKŁON I KULMINACJĘ WAŁU ZIELONOGÓRSKIEGO - WG IRENEUSZA WRÓBLA. OBJAŚNIENIA: 1 - PIASKI; 2 - ŻWIRY; 3 - POSPÓŁKI Z OTOCZAKAMI; 4 - GLINY MORENOWE; 5 - MUŁKI; 6 - MUŁKI ILASTE; 7 - MUŁKI PIASZCZYSTE; 8 - IŁY; 9 - WĘGIEL BRUNATNY; 10 - GRANICA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH (Q) I TRZECIORZĘDOWYCH (Tr); 11- POZIOM ZWIERCIADŁA WÓD GRUNTOWYCH.

W okresie czwartorzędu najważniejszym wydarzeniem było jednak pojawienie się człowieka rozumnego (Homo sapiens). Z uwagi na cielesno - duchowy wymiar człowieka rozumnego, jego pojawienie się ma aspekt przyrodniczy (ewolucja) i filozoficzno - teologiczny. Nie ma tu miejsca na szersze omówienie tego tematu, a i autor nie czuje się kompetentny w tym zakresie. Podam tu tylko za literaturą, że Homo sapiens w świetle danych paleontologicznych i genetycznych pojawił się około 150 tys. lat temu we wschodniej Afryce.

Sensacyjne okazały się wyniki badań genetycznych w ostatnich kilkunastu latach, z których ma wynikać, że cała ludzkość wywodzi się od jednej kobiety z Afryki.

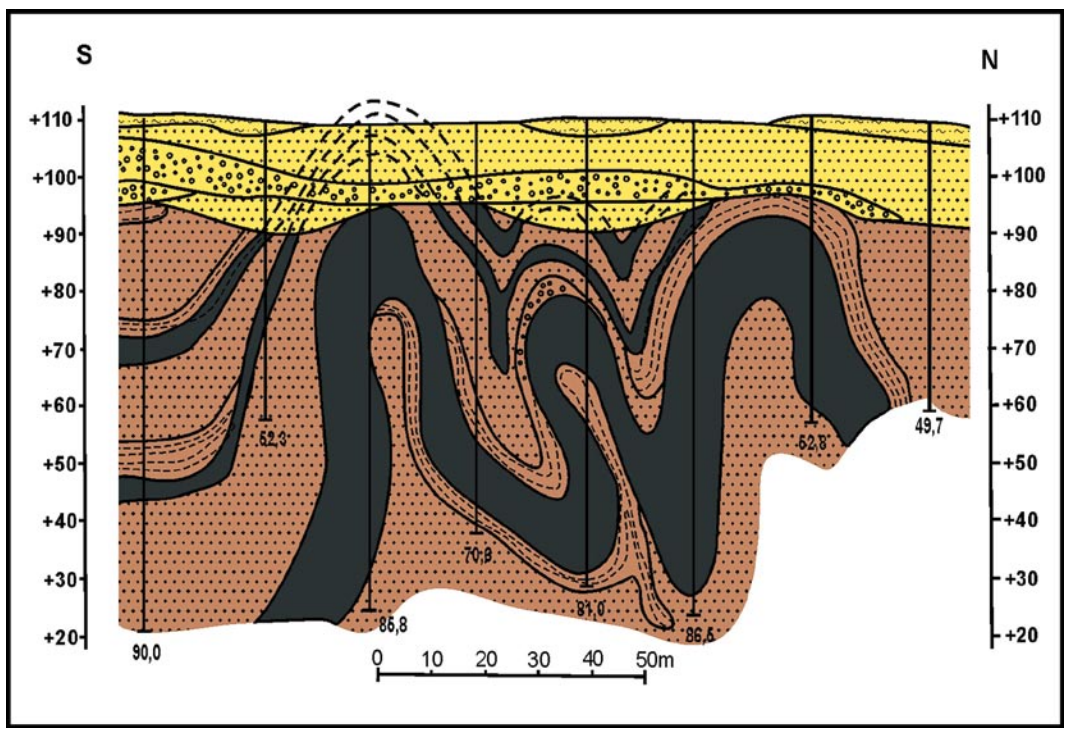
Ile było zlodowaceń i ile razy lądolody nasuwały się na Ziemię Lubuską?

Do niedawna ugruntowany był pogląd, że w czwartorzędzie - a ściślej w jego pierwszej epoce zwanej plejstocenem - były cztery zlodowacenia, przy czym wszystkie one zaistniały w czasie ostatniego miliona lat. W odniesieniu do Ziemi Lubuskiej przyjmowano dotychczas, że w plejstocenie trzykrotnie nasuwały się na nią skandynawskie lądolody. W ostatnich kilkudziesięciu latach uczeni zbadali nowymi metodami osady czwartorzędowe z dna północnej części Oceanu Atlantyckiego i doszli do wniosku, że w czasie ostatniego miliona lat było 9 okresów zlodowaceń. Gdy polscy naukowcy - specjaliści od czwartorzędu - zaczęli na nowo analizować osady z tego okresu doszli do wniosku, że na obszarze Polski można wyróżnić 8 zlodowaceń przedzielonych 7 cieplejszymi okresami interglacjalnymi (ryc. 20). Badając najlepiej zachowane osady pochodzenia lodowcowego naukowcy doszli do wniosku, że prawdopodobnie w ostatnim milionie lat 5 razy nasuwały się lądolody skandynawskie na Ziemię Lubuską przykrywając ją całkowicie lub częściowo. Pierwszy raz lądolód nasunął się na Ziemię Lubuską prawdopodobnie w czasie 650 - 600 tys. lat temu. Podczas ostatniego zlodowacenia (zwanego zlodowaceniem Wisły lub bałtyckim albo północnopolskim) lądolód skandynawski dotarł około 25 - 20 tysięcy lat temu mniej więcej do linii Gubin - Zielona Góra - Leszno skąd już topniejąc, cofał się, a około 12 tys. lat temu wycofał się z obszaru Polski.

Co pozostawiły po sobie lądolody?

Mówiąc najogólniej pozostawiły pokrywę charakterystycznych osadów - glin, iłów, piasków, żwirów z domieszką pospolitych „kamieni" (głazików) i dużych głazów narzutowych.

Pokrywa osadów pochodzenia lodowcowego cechuje się bardzo zmienną grubością w granicach 0 - 200 m. Najczęściej jednak grubość polodowcowych osadów wynosi kilkadziesiąt metrów. Z pobytem lądolodów związana jest geneza takich form współcześnie obserwowanego krajobrazu jak moreny, równiny piaszczyste, jeziora rynnowe czy pradoliny. Dominującym elementem geomorfologicznym w rejonie Zielonej Góry jest Wał Zielonogórski, na którego północnych zboczach, a częściowo



RYC. 22. SFAŁDOWANE PRZEZ NASUWAJĄCY SIĘ LĄDOLÓD POKŁADY WĘGLA BRUNATNEGO W REJONIE SIENIAWY LUBUSKIEJ K/ŁAGOWA - WG E. CIUKA. BARWĄ CZARNĄ ZAZNACZONO WĘGIEL BRUNATNY, BRĄZOWĄ PIASKI I IŁY MIOCEŃSKIE, ŻÓŁTĄ - OSADY POLODOWCOWE (PIASKI, ŻWIRY, GLINY)

w strefie kulminacji leży Zielona Góra. Wał Zielonogórski jest wysoką, rozległą moreną czołową spiętrzoną, powstałą przed czołem nasuwającego się lądolodu (przy czym zachodziły zjawiska fałdowania, odkłucia skał zamarzniętych, wyciskania skał plastycznych oraz ich nasuwania na siebie). Na rycinie 21 pokazano budowę geologiczną Wału Zielonogórskiego na obszarze Zielonej Góry.

Na przekroju z tej ryciny widać, że osady trzeciorzędowe (zaznaczone barwą brązową) - a wśród nich pokłady węgla brunatnego - są zafałdowane i wydźwignięte do góry, a miejscami wychodzą one na powierzchnię. W kulminacji wału zafałdowaniu uległy także osady czwartorzędowe. Jak lądolód silnie pofałdował pokłady węgla brunatnego w rejonie Sieniawy Lubuskiej koło Łagowa przedstawia rycina 22. Z ryciny tej można odczytać, że po sfałdowaniu osadów mioceńskich (w tym węgla brunatnego) i ustąpieniu lądolodu nastał czas erozji, a później powstałe osady lodowcowe nie są już sfałdowane i powstały podczas następnego zlodowacenia. Można sobie wyobrazić jak trudna jest eksploatacja tak zaburzonego pokładu węgla brunatnego. W krajobrazie Ziemi Lubuskiej wiele jest obszarów piaszczystych, równinnych lub pagórkowatych, przeważnie porośniętych lasami sosnowymi. Na obszarach tych występują pokrywy piaszczysto - żwirowe (tzw. sandry) o grubości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Jak się te sandry utworzyły? Topniejący lądolód zrzucał zawarty w swym cielsku bezładnie wymieszany luźny materiał skalny, od drobnego piasku i iłu do dużych głazów. Wielkie ilości wód lodowcowych wymywały z tego osadu materiał piaszczysto - żwirowy przenosząc go, a następnie osadzając na dalszym przedpolu lądolodu. Piaski i żwiry tego typu określa się jako wodnolodowcowe lub fluwioglacjalne. Piaski wodnolodowcowe występują powszechnie na obszarze Zielonej

RYC. 23. FRAGMENT ŚCIANY ŻWIROWNI W CHWALIMIU. DOBRZE WIDOCZNE PIASKI I ŻWIRY WODNOLODOWCOWE Z LEŻĄCĄ NA NICH GLINĄ ZWAŁOWĄ

Góry i w jej okolicy, widoczne są one często np. w przydrożnych skarpach i w żwirowniach. Pięknie wykształcone i dobrze widoczne piaski i żwiry wodnolodowcowe (fluwioglacjalne) można zobaczyć np. w dużej żwirowni w Chwalimiu k/Kargowej (ryc. 23). Dzisiejsze jeziora rynnowe w okolicy Łagowa (Jezioro Łagowskie i głębokie na 59 m Jezioro Trześniowskie) oraz jeziora gryżyńskie, zbąszyńskie, a także te w rejonie złoża BMB powstały w obrębie wydłużonych dolin wyerodowanych bezpośrednio przez pełznący lądolód lub też przez wody płynące pod lodowcem. Doliny te przy topnieniu lądolodu wypełnione były przez pewien czas bryłami lodu, które uniemożliwiły zasypanie dolin i je „konserwowały". Po stopnieniu tych brył lodowych najgłębsze części dolin były zapełniane wodą i powstały tam jeziora istniejące do dziś. Znanym krajobrazowym elementem polodowcowym na Ziemi Lubuskiej jest fragment pradoliny warszawsko - berlińskiej przebiegającej pomiędzy Zawadą i Cigacicami. Gdy czoło ostatniego lądolodu, około 20 - 15 tysięcy lat temu, znajdowało się w regionie lubuskim pomiędzy dzisiejszą Odrą i Wartą, ogromne masy wód z topniejącego lodu odprowadzane były tą pradoliną do Morza Północnego. Gdy około 10 tysięcy lat temu powstał Bałtyk, Odra przebiła się do niego z tej pradoliny pod Słubicami.

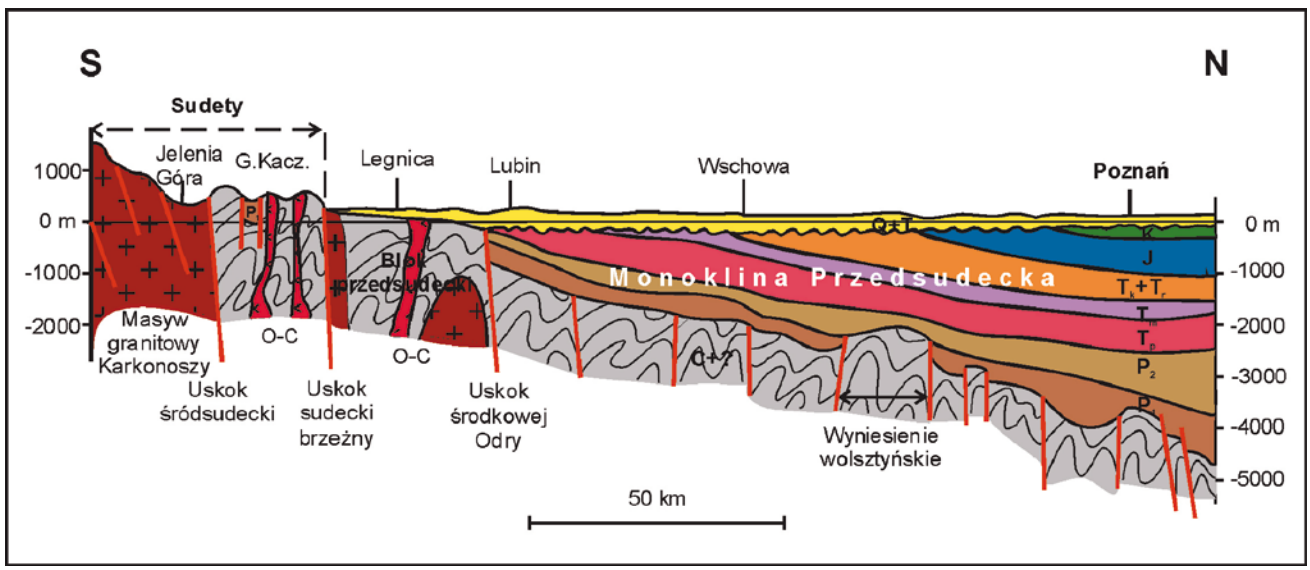
Współczesna - polodowcowa epoka geologiczna (ostatnie 10 tysięcy lat) nazywana jest holocenem, ale większość naukowców uważa, że holocen jest po prostu interglacjałem tj. okresem po ostatnim, tak niedawnym zlodowaceniu, a zlodowaceniem kolejnym, które - jak wyraził się obrazowo jeden z naukowców - „czeka za rogiem". Póki co mamy początki efektu cieplarnianego i klimat staje się cieplejszy z czego też nie należy się zbytnio cieszyć, bo gdyby stopniały wszystkie współczesne lądolody na Grenlandii i Antarktydzie to poziom mórz podniesie się o 50 - 60 m i na lubuskim odcinku doliny Odry mielibyśmy zatokę morską. I tak źle i tak niedobrze, najlepszy byłby jak najdłużej trwający stan współczesny. ■

Żeby zapoznać się nieco bliżej z budową geologiczną jakiegoś obszaru najlepiej jest przeanalizować przekroje geologiczne, na których widoczne są także wyraźnie najważniejsze etapy jego historii geologicznej. Proponuję zatem „przechadzkę" po znanych nam trasach geograficznych obserwując zmieniającą się budowę geologiczną.

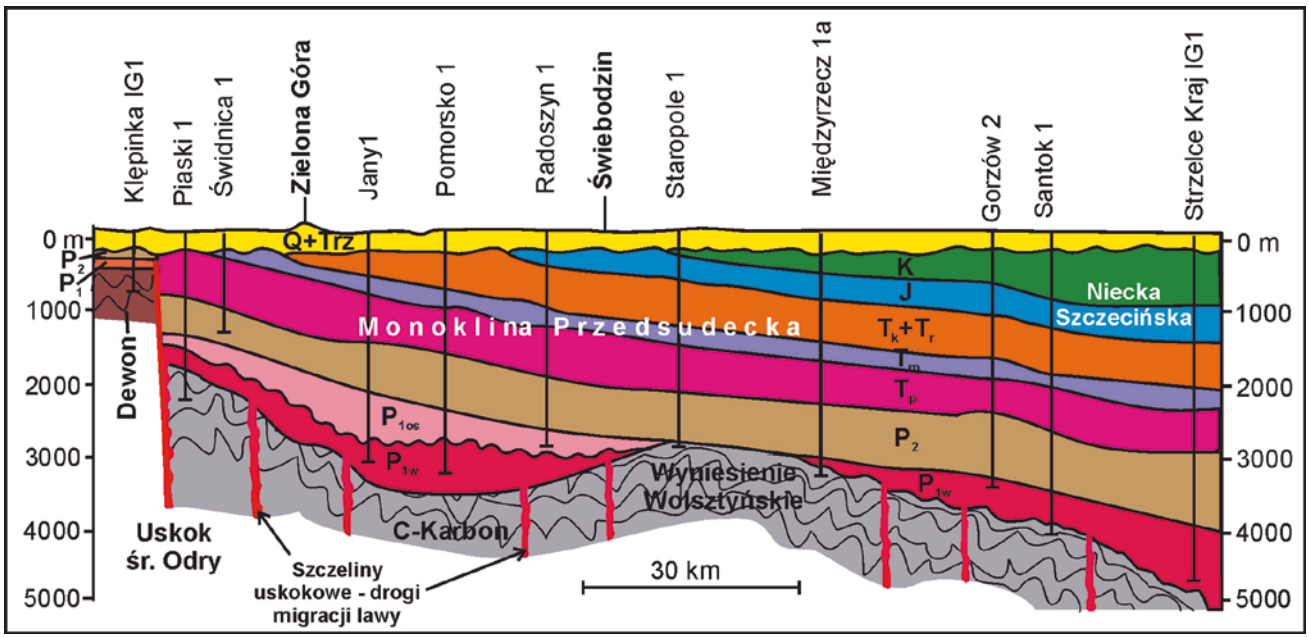
„Przechadzki" wzdłuż przekrojów geologicznych

Najpierw zobaczymy jak wygląda w dużym uproszczeniu budowa geologiczna południowo - zachodniej Polski wzdłuż trasy od Sudetów do Poznania (ryc. 24). Analizę budowy geologicznej na tym przekroju zaczynamy od najwyższej - karkonoskiej części Sudetów. Karkonosze zbudowane są głównie z granitów powstałych z zakrzepnięcia magmy na głębokości kilku kilometrów podczas orogenezy waryscyjskiej w okresie karbońskim. Od tamtego czasu zerodowana została kilkukilometrowa powała skalna przykrywająca granit, a także pewne części masywu granitowego - razem zapewne co najmniej około 5 - 7 km skał. Północną część Sudetów na omawianym przekroju stanowią tzw. Góry Kaczawskie zbudowane głównie ze sfałdowanych w orogenezie waryscyjskiej skał osadowych i metamorficznych utworzonych od początku ery paleozoicznej do karbonu. Podrzędną rolę w budowie tej części Sudetów stanowią skały wulkaniczne i osadowe czerwonego spągowca oraz serie skalne cechsztyńskie, triasowe i kredowe.

Sfałdowane i wypiętrzone w karbonie Sudety były w późniejszych okresach geologicznych przeważnie obszarem erozji, ale w niektórych strefach obniżonych - akumulowane były osady czerwonego spągowca, cechsztynu, niektóre serie triasowe i utwory górnej (morskiej) kredy. Na przełomie kredy i trzeciorzędu Sudety wraz z blokiem przedsudeckim zostały wydźwignięte do góry



RYC. 24. SCHEMATYCZNY PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY OD KARKONOSZY DO POZNANIA. OZNACZENIA LITEROWE KOMPLEKSÓW SKALNYCH: O-C - OD ORDOWIKU DO KARBONU, C+? - KARBOŃSKICH I STARSZYCH NIEZNANEGO WIEKU, P_1 - CZERWONEGO SPĄGOWCA, P_2 - CECHSZTYNU, Tp - PSTREGO PIASKOWCA DOLNEGO, ŚRODKOWEGO I GÓRNEGO (RETU), Tm - WAPIENIA MUSZLOWEGO, Tk + Tr - KAJPRU I RETYKU, J - JURY, K - KREDY, T_{RZ} + Q - TRZECIORZĘDU I CZWARTORZĘDU.



RYC. 25. SCHEMATYCZNY PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ WSCHODNIĄ CZĘŚĆ ZIEMI LUBUSKIEJ OD OTWORU KLĘPINKA-1 KOŁO NOWOGRODU BOBRZAŃSKIEGO DO STRZELEC KRAJEŃSKICH. P_{1OS} - SKAŁY OSADOWE CZERWONEGO SPĄGOWCA, P_{1W} - SKAŁY WULKANICZNE CZERWONEGO SPĄGOWCA. POZOSTAŁE OZNACZENIA JAK NA RYC. 24.

wzdłuż uskoku (uskoków) środkowej Odry.

Przez około 35 - 40 mln lat wczesnego (dolnego) trzeciorzędu cały obszar Sudetów i bloku przedsudeckiego był erodowany i ulegał zrównaniu. Kolejny etap wypiętrzenia przeszły Sudety w późniejszych epokach okresu trzeciorzędu - od oligocenu do pliocenu - kiedy to dźwigały się do góry wzdłuż tzw. uskoku sudeckiego brzeżnego. Blok przedsudecki pod względem budowy geologicznej jest podobny do kaczawskiej części Sudetów, a wyodrębnił się wyraźnie od miocenu tj. od około 25 mln lat. Podczas gdy Sudety dźwigały się wtedy do góry i były erodowane, to obszar bloku przedsudeckiego obniżył się, w wyniku czego powstała tam pokrywa osadów trzeciorzędowych łącznie ze złożami węgla brunatnego (np. złoże węgla brunatnego Legnica).

Obszar położony na północny - wschód od uskoku środkowej Odry, pomiędzy Lubinem i Poznaniem już na pierwszy rzut oka cechuje się odmienną budową geologiczną od Sudetów i bloku przedsudeckiego. Na omawianym przekroju widać wyraźnie, że w budowie geologicznej tego obszaru wyróżniają się 3 główne kompleksy skalne ułożone piętrowo, przy czym każdy kompleks (piętro) cechuje się odmienną budową wewnętrzną. Kompleksy te nazywają geolodzy piętrami strukturalnymi. Najniższe piętro strukturalne tworzą sfałdowane w orogenezie waryscyjskiej skały karbońskie i starsze, które pocięte są także uskokami.

Piętro środkowe tworzy bardzo gruby zespół kompleksów skalnych permskich i mezozoicznych, dlatego nazywamy je piętrem permsko - mezozoicznym. Kompleksy skalne piętra permsko - mezozoicznego nie są sfałdowane (jak piętro niższe), lecz są pochylone (pod mniej więcej zbliżonym kątem) w kierunku północnym i północno - wschodnim. Tu należy zaznaczyć, że widoczne na przekrojach znaczne nachylenie wspomnianych kompleksów jest zawyżone, co wynikło z konieczności przyjęcia innej skali pionowej w stosunku do poziomej. Rzeczywiste nachylenie tych kompleksów jest znacznie mniejsze i wynosi od 1 do 3 - 4°.

Te pochylone kompleksy skalne piętra permsko - mezozoicznego tworzą monoklinę przedsudecką.

Takie znaczenie pojęcia „monokliny przedsudeckiej" jako zespołu pochylonych kompleksów skalnych wieku permsko - mezozoicznego jest najbardziej właściwe. W takim ujęciu sfałdowane utwory podpermskie stanowią podłoże monokliny. Zdarza się jednak czasami, że pojęcie monokliny rozszerzane jest - niezbyt właściwie - również na utwory karbonu. Jak ostatecznie uformowała się monoklina przedsudecka napisano wcześniej.

Jak już wspomniano, kompleksy skalne monokliny przedsudeckiej, a w szczególności

jej najbardziej wypiętrzona południowa część (rejon Lubina) były intensywnie erodowane przez około 30 mln lat wczesnego (dolnego) trzeciorzędu, stąd też brak tam np. kompleksu wapienia muszlowego czy kajpru i retyku, które zostały zerodowane. W wyniku tej erozji powstała dość wyrównana powierzchnia „ścinająca" w kierunku południowym coraz to starsze kompleksy skalne mezozoiku. Na powierzchnię tą wkroczyło na przełomie eocenu i oligocenu morze pokrywające monoklinę przedsudecką zwartą pokrywą osadów zalegających poziomo na różnowiekowych pochylonych formacjach skalnych mezozoiku. Osady trzeciorzędowe i czwartorzędowe o sumarycznej grubości 200 - 400 m tworzą tzw. kenozoiczne piętro strukturalne będące pokrywą monokliny przedsudeckiej.

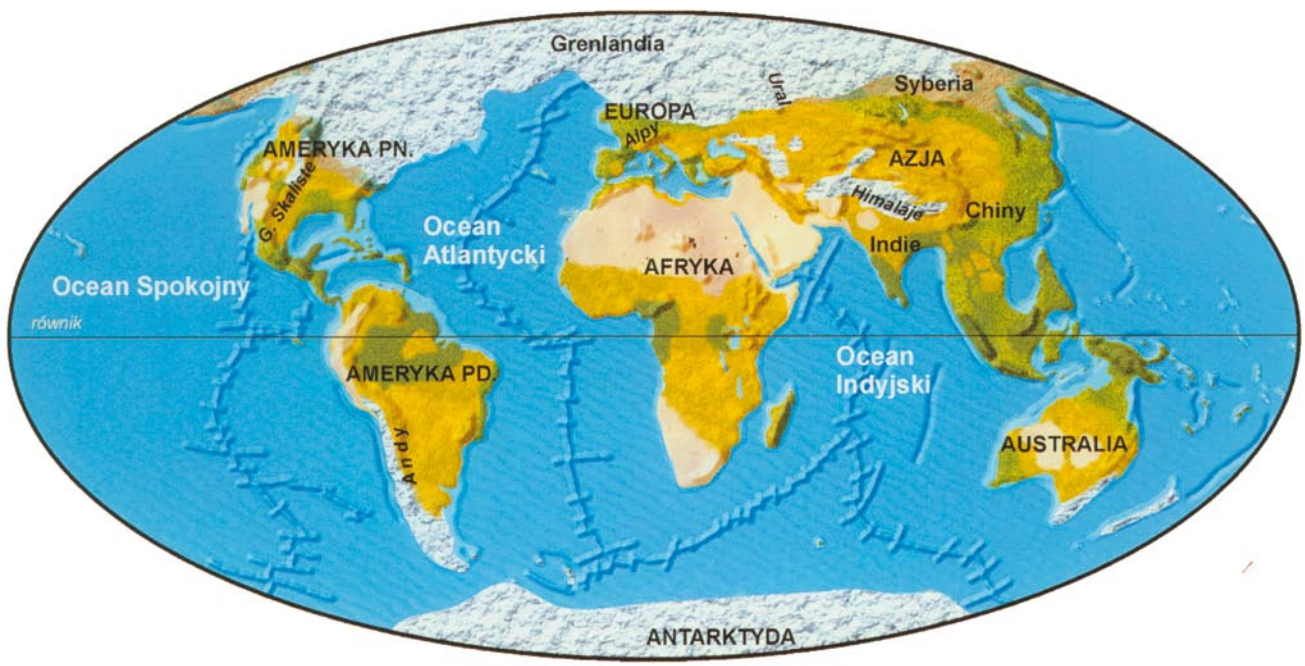
Analizę przekroju geologicznego przedstawionego na rycinach 25 i 25A zaczynamy od południowych ich odcinków, w strefie odwierconych otworów Klępinka-IG 1 i Piaski-1.

Pomiędzy tymi otworami przebiega wspomniany już uskok (strefa uskokowa) środkowej Odry, będący jedną z najważniejszych linii uskokowych w południowo - zachodniej Polsce. Uskok ten prawdopodobnie był aktywny już w czasie karbonu i permu. Przemawia za tym brak utworów karbonu i obecność skał dewońskich pod szczątkowymi osadami czerwonego spągowca w otworze Klępinka IG-1 oraz fakt występowania skał karbońskich i dość grubej serii czerwonego spągowca w otworach Piaski-1 i Niwiska-1. Powyższe różnice w profilach tych otworów można interpretować w ten sposób, że w czasie orogenezy waryscyjskiej blok Klępinki został mocno wydźwignięty do góry po uskoku środkowej Odry wskutek czego skały karbońskie zostały stamtąd zerodowane już w końcu karbonu lub we wczesnej fazie permu.

Utwory cechsztyńskie osadziły się po obydwu stronach tego uskoku co dowodzi, że nie było wtedy radykalnych różnic wysokościowych pomiędzy obydwiema strefami, a uskok był wtedy raczej spokojny.

Nie wiemy czy uskok ten był czynny w erze mezozoicznej przed ruchami laramijskimi. Hipotetycznie można zakładać, że jakieś ruchy w jego obrębie możliwe były w pierwszej połowie okresu kredowego podczas tzw. tektonicznych ruchów młodokimeryjskich. Uskok środkowej Odry „obudził się" bardzo energicznie podczas tektonicznych ruchów laramijskich w końcu kredy i na początku trzeciorzędu (istnieje także dość rozpowszechniony pogląd, że uskok ten w tym czasie dopiero powstał).

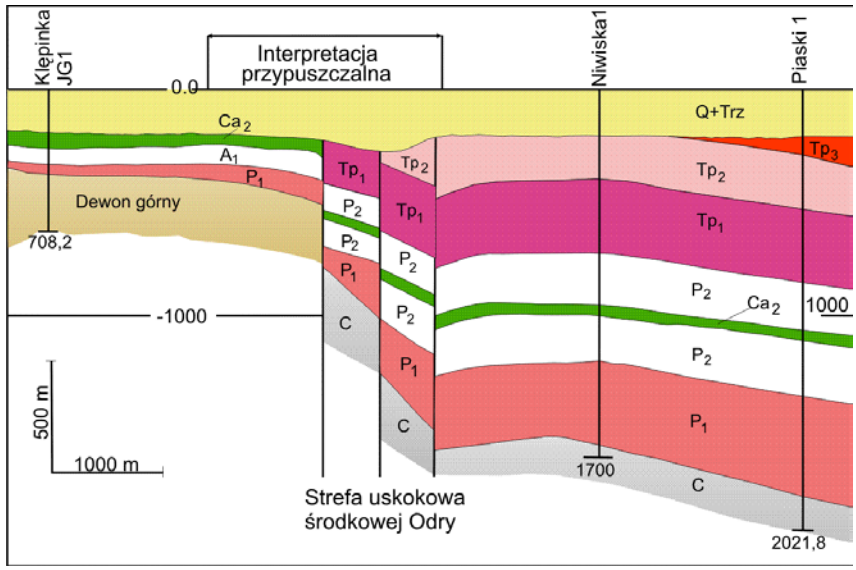
Wtedy to obszar w rejonie otworu Klępinka IG-1 został po tym uskoku wyniesiony na kilkaset metrów do góry, co dziś można



CZWARTORZĘD. NASTĘPUJE ZNACZNE OCHŁODZENIE KLIMATU, EFEKTEM CZEGO JEST EPOKA LODOWCOWA TRWAJĄCA PRAWDOPODOBNIE DO CZASÓW OBECNYCH. OSTATNIE ZLODOWACENIE OSIĄGNĘŁO MAKSYMALNY ZASIĘG 18 000 LAT TEMU.

z odczytać z różnicy głębokości zalegania stropu czerwonego spągowca po północnej i południowej stronie tego uskoku. Wypiętrzanie to odbywało się powoli, a jednocześnie z nim wypiętrzający się blok poddawany był intensywnej erozji. Gdy zaczynała się sedymentacja osadów trzeciorzędowych w oligocenie, powierzchnia rozpatrywanego obszaru po obydwu stronach uskoku była już dość wyrównana. Na północ od uskoku środkowej Odry budowa geologiczna jest podobna jak na adekwatnym odcinku przekroju z ryc. 24. Widzimy tu, że w podłożu monokliny przedsudeckiej występują sfałdowane w orogenezie waryscyjskiej skały karbońskie (i zapewne starsze, których tu jeszcze nie nawiercono). Na sfałdowanych i zuskokowanych skałach karbońskich leżą już nie sfałdowane skały czerwonego spągowca. W rejonie Zielonej Góry (otwory Jany-1 i Pomorsko-1) powierzchnia skał karbońskich tworzy nieckę (zapadlisko) wypełnioną w dole skałami wulkanicznymi, a wyżej osadowymi czerwonego spągowca. Skały wulkaniczne (wylewne) powstały - jak już wspomniano - w początkowej fazie okresu permskiego w rezultacie zakrzepnięcia lawy na ówczesnej powierzchni. Drogami migracji lawy były szczeliny uskokowe. Pomiędzy otworami Staropole-1 i Międzyrzecz-1a zaznacza się wyniesienie wolsztyńskie zbudowane ze sfałdowanych skał karbońskich, na których występują tylko reliktowo skały czerwonego spagowca lub jest ich tam brak. Wyżej zalegające kompleksy permsko - mezozoiczne pochylone są wyraźnie ku północy tworząc monoklinę.

Monoklinę przedsudecką na omawianym przekroju wydziela się od uskoku środkowej Odry



RYC. 25A PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ REJON STREFY USKOKOWEJ ŚRODKOWEJ ODRY (POWIĘKSZENIE FRAGMENTU PRZEKROJU Z RYC. 25)

do okolicy otworu Gorzów-2. Na północ od tego otworu wydziela się inną regionalną jednostkę geologiczną zwaną niecką szczecińską zaznaczającą się skokowym wzrostem miąższości utworów kredowych. Podobnie jak na przekroju z ryc. 24, również na tym przekroju widać, że pochylone ku północy mezozoiczne kompleksy skalne są „ścięte" przez nierówną, ale w skali regionalnej prawie poziomo zalegającą powierzchnię, na której zalegają poziomo (nie licząc zaburzeń glacitektonicznych) osady trzeciorzędowe i czwartorzędowe. Analizując powyższe 2 przekroje geologiczne w obrębie monokliny, odnosi się nieodparte wrażenie, że poszczególne mezozoiczne kompleksy skalne miały pierwotnie - przed erozją - znacznie większe zasięgi w kierunku południowym niż obecnie. Tak też w istocie było, a przemawia za tym wiele istotnych przesłanek, które trudno tu bliżej omawiać. Na ich podstawie można zakładać, że z południowych i południowo - zachodnich rejonów monokliny przedsudeckiej erozja zdarła mezozoiczne kompleksy skalne o łącznej grubości 1500 - 2000 m.

Niektórzy geolodzy uważają, że tyle skał uległo stamtąd erozyjnemu zdarciu (ścięciu) w czasie około 30 milionów lat trzeciorzędu - od regresji morza górnokredowego do transgresji morza oligoceńskiego. Żeby zerodować pokrywę skalną o grubości 2000 m w ciągu 30 mln lat, erozja w skali jednego roku wynosiłaby około 0,07 mm, czyli 7 mm na 100 lat i 7 cm na 1000 lat. Proces erozji powierzchni terenu z taką prędkością byłby dla ludzi - gdyby wtedy żyli - praktycznie niezauważalny.

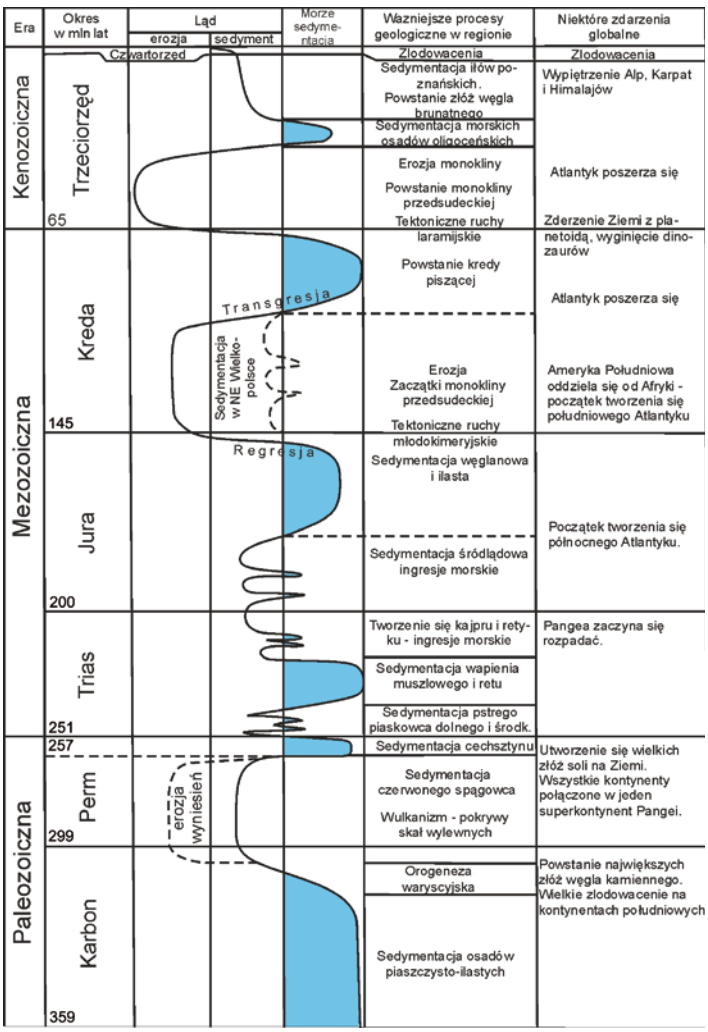
Są fakty przemawiające jednak za tym, że obszar południowej i południowo - zachodniej monokliny uległ znacznej erozji już w czasie dolnej (wczesnej) kredy. Tak więc erozyjne ścięcie dużych mas skalnych na tym obszarze odbyło się w 2 etapach - wczesnokredowym i wczesno - trzeciorzędowym przedzielonych transgresją morza w późnej (górnej) kredzie. ■

Co najbardziej uwypukla się w tej krótko opowiedzianej lecz bardzo długiej, ponad 350 milionów lat liczącej, historii geologicznej naszego regionu? - chyba naprzemienność występowania epok morskich i lądowych, którą dobrze obrazuje poniższy „wykres paleogeograficzny" (ryc. 26).

Jeszcze nieco o paleogeografii

Na wykresie tym widać wyraźnie, że w czasie od karbonu do dzisiaj na obszar lubusko - wielkopolski 6 razy wkraczały morza (nie licząc „drobnych" ingresji) zalewając go każdorazowo na wiele milionów lat i zostawiając po sobie mniej lub bardziej grube pokrywy różnorodnych osadów. Najbardziej grube pokrywy osadów powstały w morzu karbońskim, cechsztyńskim, środkowotriasowym i górnokredowym, najmniej osadów morskiego pochodzenia powstało w ostatnim morzu oligoceńskim.

Morza pokrywające nasz region były dość płytkimi morzami szelfowymi czyli tzw. morzami epikontynentalnymi pokrywającymi niżej położone fragmenty kontynentu (dzisiaj takimi morzami są np. Bałtyk i Morze Północne). Prawdopodobnie inny charakter - dotąd całkowicie niewyjaśniony - miało morze karbońskie. Epoki morskie przedzielone były epokami lądowymi w czasie których zachodziła sedymentacja osadów albo erozja, lub też - jak w przypadku czerwonego spągowca - jednoczesna erozja wyniesień i sedymentacja w obniżeniach (zapadliskach).



RYC. 26. WYKRES ZMIAN W PALEOGEOGRAFII REGIONU LUBUSKO - WIELKOPOLSKIEGO W CZASIE OD KARBONU DO CZWARTORZĘDU I ZESTAWIENIE WAŻNIEJSZYCH PROCESÓW GEOLOGICZNYCH Z UWZGLĘDNIENIEM NIEKTÓRYCH ZDARZEŃ GLOBALNYCH.

W oddzielnych rubrykach na ryc. 26 wyszczególniono najważniejsze procesy geologiczne w naszym regionie oraz zaczerpnięte z literatury niektóre „równoległe" zdarzenia globalne.

Dzisiejszy, szeroki zakres wiedzy o budowie i historii geologicznej regionu lubusko - wielkopolskiego jest dorobkiem wielu geologów i geofizyków naftowych, naukowców z Państwowego Instytutu Geologicznego i wyższych uczelni. Znaczny wkład do tej wiedzy wnieśli również zielonogórscy geolodzy naftowi, a także ci pracujący poza branżą naftową. Niniejszy materiał ma charakter popularyzatorski, stąd też nie ma tu odniesień do literatury, jak i nazwisk autorów geologicznych opracowań naukowych. ■

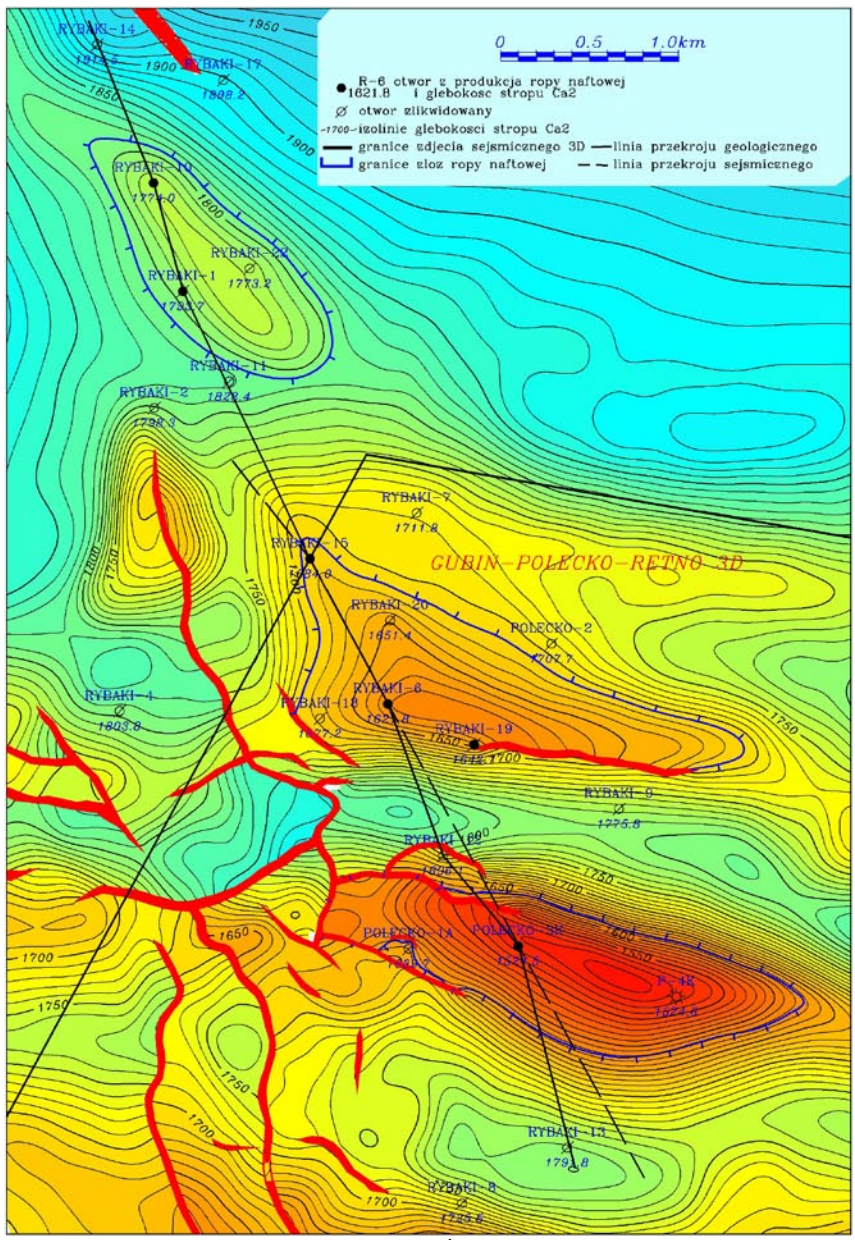
Zespół złóż ropy naftowej Rybaki - Połęcko - Połęcko S

Wszystkie trzy wyżej wymienione złoża ropy naftowej występują w halotektonicznych strukturach dolomitu głównego powstałych nad lokalnymi poduszkowymi spiętrzeniami soli najstarszej. Wzajemne relacje pomiędzy tymi strukturami i złożami pokazują ryciny 27, 28, 29.

Dolomit główny w rejonie Rybaków cechuje się z reguły bardzo małą porowatością i przepuszczalnością. Największą, około 10% porowatość wykazują tylko pojedyncze próby w profilach dolomitu z poszczególnych otworów. Przepuszczalność matrycy dolomitowej (bez uwzględnienia szczelinowatości) w badaniach laboratoryjnych jest najczęściej zerowa lub ma ułamkowe wartości mD. Obecność złóż ropy lub gazu w tego typu dolomitach związana jest głównie z jego szczelinowatością. To obecność systemu makro i mikroszczelin w dolomicie głównym w strukturach halotektonicznych w rejonie Rybaki – Połęcko powoduje, że z poziomu tego uzyskuje się dość duże przypływy ropy (zwłaszcza po zabiegach kwasowania dolomitu).

Złoże ropy naftowej Rybaki

odkryte w 1961 r. otworem R-1, jako pierwsze złoże węglowodorów na Niżu Polskim, okazało się najmniejszym złożem w rejonie Rybaków. Produkcję ropy otrzymano jeszcze również w otworze R-10 (1963 r.), w którym dolomit główny nawiercono 20 m wyżej niż w otworze R-1. W 1968 r. odwiercono otwór R-22, który wg koncepcji projektowej miał znajdować się na innym bloku dolomitu – odizolowanym od „bloku" Rybaków-1 i 10. W otworze tym nawiercono dolomit główny 20 m wyżej niż w otworze R-1, okazało się jednak, że dolomit był już silnie zdrenowany eksploatacją ropy w otworach R-1 i R-10. W sumie ze złoża Rybaki wydobyto otworami R-1 i R-10 17 tys. ton ropy i około 1,8 mln m^3 gazu.



RYC. 27. MAPA STRUKTURALNA STROPU DOLOMITU GŁÓWNEGO W REJONIE RYBAKI – POŁĘCKO. OPRACOWAŁ W. KUCZAK NA PODSTAWIE MAPY STRUKTURALNEJ GRANICY REFLEKSYJNEJ Z2, WYKONANEJ W GEOFIZYCE TORUŃ PRZEZ ZESPÓŁ: G. BUREK, A. SAJ, A. GRABOWSKA.

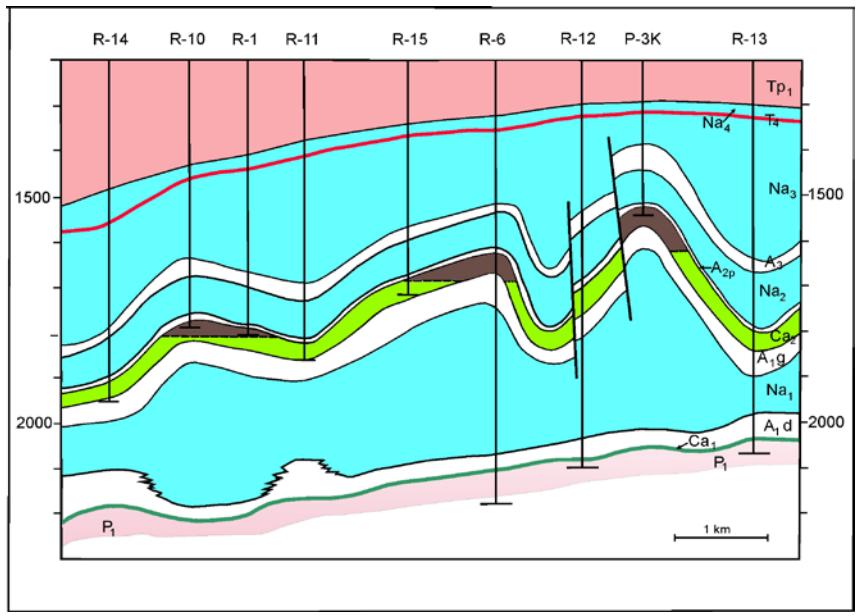
Złoże ropy naftowej Połęcko

odkryto otworem Rybaki-6 w 1963 r. Otwór ten zlokalizowano w odległości 2600 m w kierunku SE od otworu R-1, wg założeń projektowych na oddzielnym elemencie strukturalnym, co w pełni się potwierdziło (ryc. 27, 28).

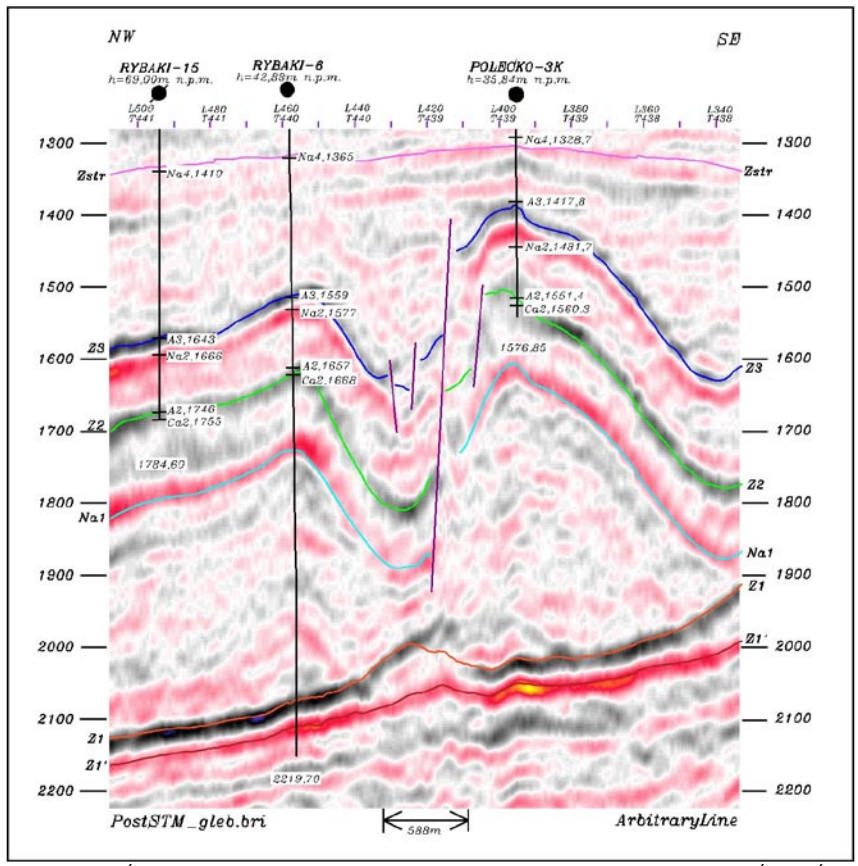
Po kwasowaniu dolomitu głównego uzyskano z tego otworu produkcję ropy w ilości ok. 80 – 100 t/d. Podobnej wielkości przypływ ropy uzyskano z otworu R-19 odwierconego w 1964 r. W otworze R-15 uzyskano niewielką produkcję ropy, której eksploatację zaniechano w krótkim czasie. W otworze R-20 odwierconym w 1968 r., z powodu małej szczelinowatości dolomitu i znacznego już wyeksploatowania złoża, nie uzyskano większego przypływu ropy. Ze złoża Połęcko wydobyto otworami R-6 i R-19 łącznie 137 tys. ton ropy i 21 mln m^3 gazu. Z otworu R-6 wydobywa się jeszcze przez pompowanie około 50 – 60 ton ropy/miesiąc.

Złoże ropy naftowej Połęcko S

odkryto otworem Połęcko-3K w 2007 r. Otwór zlokalizowano na podstawie sejsmiki 3D. W silnie szczelinowatym dolomicie, w niestabilnych warunkach wiertniczych (ucieczki płuczki, zjawiska erupcyjne) zdołano nawiercić 16,5 m. Uzyskano produkcję ropy w ilości 65 t/d z wykładnikiem gazowym 320 – 370 m^3/t. Gaz zawiera 55,6% węglowodorów. W otworze Połęcko-4K zdołano nawiercić tylko 6,70 m dolomitu (ucieczki płuczki). Przy opróbowaniu tego interwału dolomitu uzyskano przypływ gazu (spód otworu 10 m wyżej niż w otworze Połęcko-3K). W złożu Połęcko S jest kilkumetrowej miąższości czapa gazowa. Szacunkowo wyliczono, że z tego złoża można będzie wydobyć około 120 tys. ton ropy naftowej. Trwa opracowanie koncepcji eksploatacyjnej złoża. Dość obszerne materiały dotyczące odkrycia i rozpoznawania złóż ropy naftowej w rejonie Rybaków w latach 60-tych ubiegłego wieku, a także wspomnienia uczestników tamtych wydarzeń, zawarte są w specjalnym wydaniu „Szejka" z września 2001 r. ■



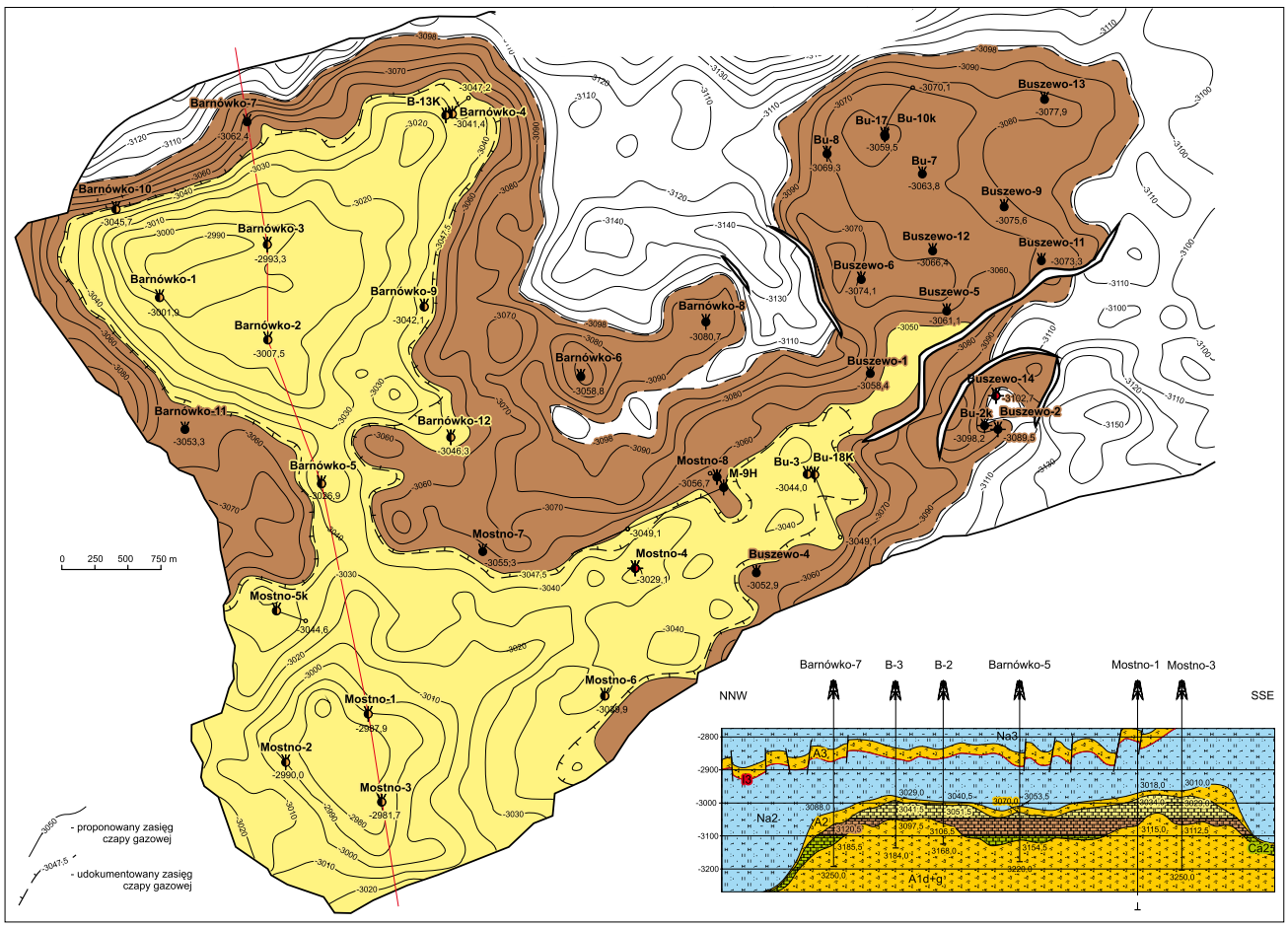
RYC. 28. PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ REJON RYBAKI – POŁĘCKO- WG. K. DYJACZYŃSKIEGO, EDYCJA D. ADAMOWSKA. OBJAŚNIENIE SYMBOLI LITEROWO – CYFROWYCH: Tp_1 - PSTRY PIASKOWIEC DOLNY (ŁĄCZNIE Z IŁOWCAMI PRZEJŚCIOWYMI), Na_4 – SÓL NAJMŁODSZA, T_4 – CZERWONY IŁ SOLNY, Na_3 – SÓL MŁODSZA, A_3 – ANHYDRYT GŁÓWNY + SZARY IŁ SOLNY + ANHYDRYT KRYJĄCY, Na_2 – SÓL STARSZA, A_2p – ANHYDRYT PODSTAWOWY, Ca_2 – DOLOMIT GŁÓWNY, A_1g – ANHYDRYT GÓRNY, Na_1 – SÓL NAJSTARSZA, A_1d – ANHYDRYT DOLNY, Ca_1 – WAPIEŃ CECHSZTYŃSKI, P_1 – CZERWONY SPĄGOWIEC, CIEMNOBRUNATNĄ BARWĄ ZAZNACZONO ZŁOŻA ROPY NAFTOWEJ.



RYC. 29. PRZEKRÓJ SEJSMICZNY 3D PRZEZ STRUKTURY POŁĘCKO I POŁĘCKO S. WEDŁUG GEOFIZYKI TORUŃ. OBJAŚNIENIE GRANIC SEJSMICZNYCH (REFLEKSÓW): Zstr – STROP SOLI CECHSZTYŃSKIEJ, Z3 – STROP ANHYDRYTU GŁÓWNEGO, Z2 – STROP ANHYDRYTU PODSTAWOWEGO NAD DOLOMITEM GŁÓWNYM, Na_1 – STROP SOLI NAJSTARSZEJ, Z1 – STROP ANHYDRYTU DOLNEGO, Z1' – STROP PODŁOŻA CECHSZTYNU (TU STROP CZERWONEGO SPĄGOWCA).

Złoże ropno - gazowe
Barnówko - Mostno - Buszewo (BMB)

Złoże BMB to największe złoże ropno – gazowe w Polsce – położone jest w odległości około 5 km na północny wschód od Dębna w województwie zachodniopomorskim (ok. 30 km na WNW od Gorzowa). Zostało odkryte w 1993 r. otworem Mostno-1, nieco później – ale w tym samym roku – otrzymano produkcję ropy w otworze Buszewo-1. Złoże to, znajdujące się w dolomicie głównym, można uważać za złoże ropy naftowej z dość rozległą czapą gazową. Na mapie i przekroju (ryc. 30) barwą brunatną zaznaczono tę część złoża ropnego, które znajduje się w dolomicie głównym od jego stropu do konturu ropa – woda określonego w głębokości (-) 3098 m. Barwą żółtą na tej mapie i przekroju zaznaczono zasięg czapy gazowej. Na przekroju geologicznym widać, że prawie pod całą czapą gazową znajduje się również złoże ropy. Pierwotna granica (kontur) gaz – ropa znajdowała się w głębokości (-) 3047,5 m, w trakcie eksploatacji przesunęła się ona do głębokości (-) 3050 m. Dolomit główny, którego miąższość w obrębie złoża waha się od 20,4 do 84,5 m wykształcony jest przeważnie jako dolomity ziarniste (ooidowe), porowate, co widać dobrze na fot. 2 na okładce. W niektórych strefach złoża znaczącą rolę odgrywa szczelinowatość (np. strefa Buszewa). Średnia porowatość efektywna dolomitu w czapie gazowej wynosi 17,4%, a w części ropnej 17,06%. Przepuszczalność średnia



RYC. 30. ZŁOŻE ROPNO – GAZOWE BARNÓWKO – MOSTNO – BUSZEWO (BMB), MAPA STRUKTURALNA STROPU DOLOMITU GŁÓWNEGO. WG J. TOMASZEWSKIEJ, J. PIĄTEK, M. TRELI. PRZEKRÓJ WG E. ŻURAWIK.

wynosi odpowiednio 12,23 mD i 10,5 mD. Gaz w czapie gazowej zawiera 43,47% objętościowych węglowodorów (w tym metanu 34,95%), azotu – 51,69% i siarkowodoru 4,35%. Gaz rozpuszczony w ropie zawiera 49,72% węglowodorów. Ropa naftowa ma c. wł. 0,818 g/cm^3. Pierwotne ciśnienie złożowe w głębokości (-) 3060 m wynosiło 55,55 MPa. W najnowszej dokumentacji geologicznej złoża BMB (2006 r.) udokumentowano:

- zasoby geologiczne ropy naftowej 60 mln ton; wydobywalne 12,6 mln ton,
- zasoby geologiczne gazu 28,43 mld m^3, wydobywalne 7,650 mld m^3,
- zasoby wydobywalne siarki 740 tys. ton.

Gaz wydobywany razem z ropą po odpowiednim oczyszczeniu jest kierowany do elektrociepłowni w Gorzowie. Do końca 2010 r. ze złoża BMB wydobyto 4093,45 tys. ton ropy naftowej, 2585,60 mln m^3 gazu ziemnego i 195,31 tys. ton siarki. ■

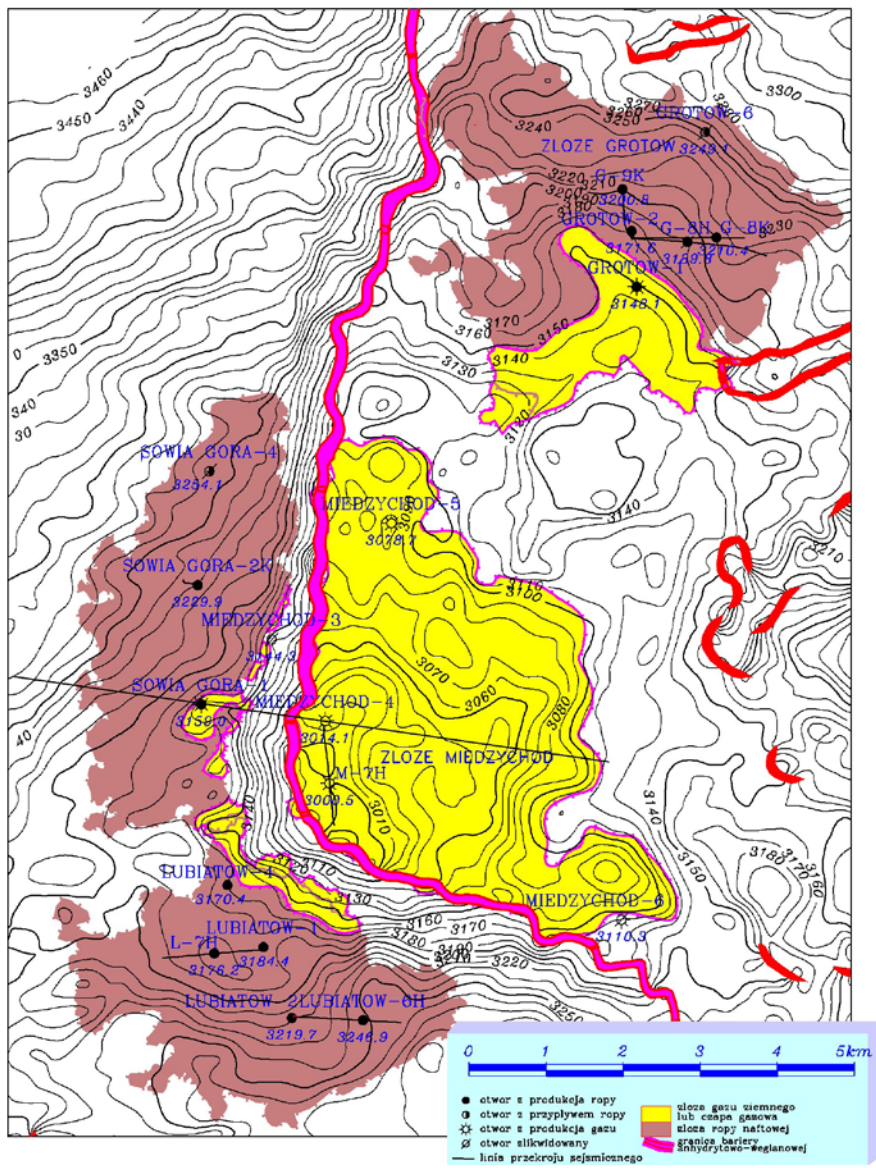
Zespół złóż ropy naftowej i gazu ziemnego Lubiatów - Międzychód - Grotów (LMG)

W skład zespołu złożowego LMG wchodzą (ryc. 31):

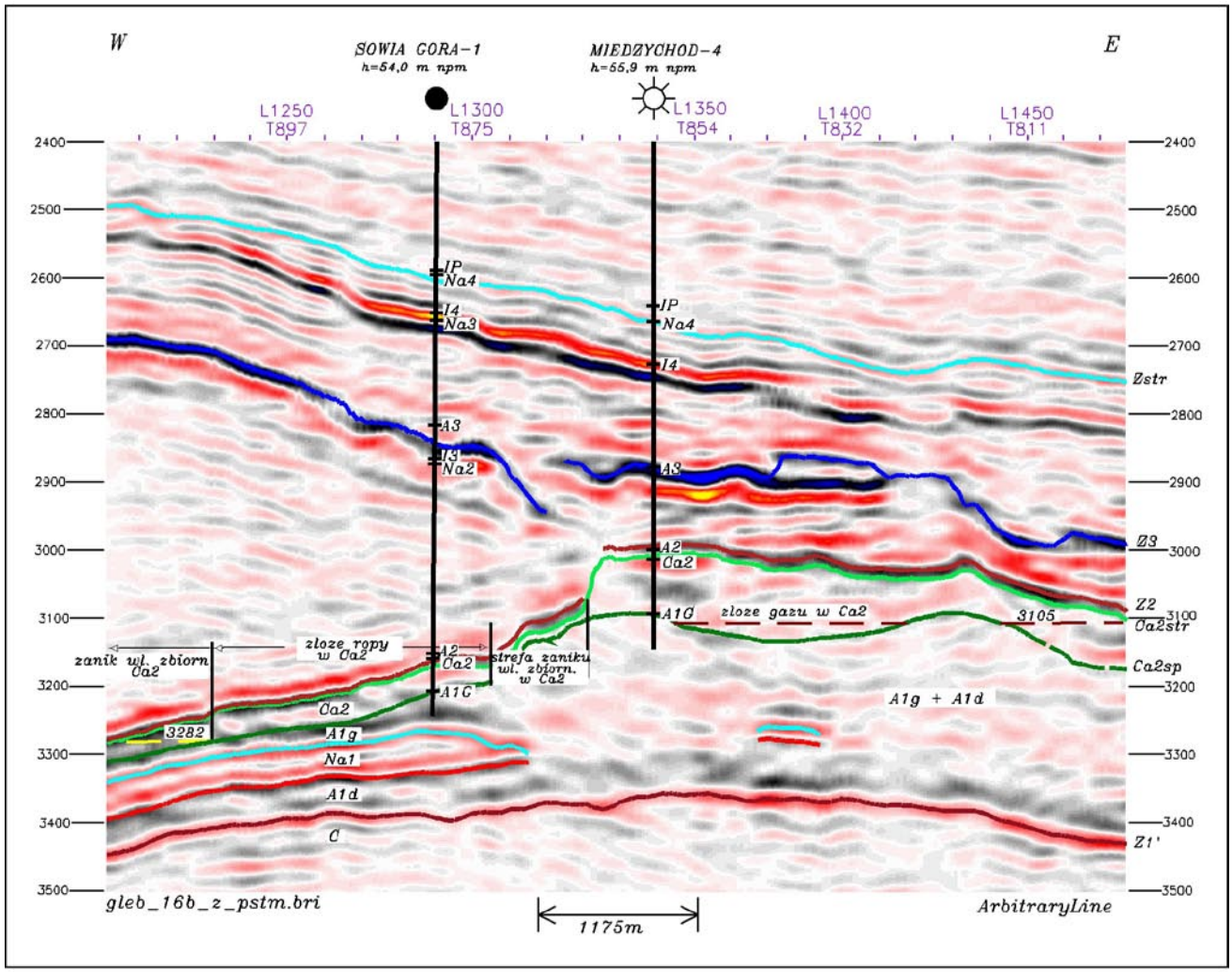
- złoże ropy naftowej Lubiatów,
- złoże gazu ziemnego Międzychód,
- złoże ropy naftowej Grotów.

Najwcześniej – w 2001 r. – odkryte zostało otworem Międzychód-4 złoże gazu Międzychód położone ok. 10 km na północ od miasta Międzychód. Złoża ropy naftowej Lubiatów i Grotów, położone w bezpośrednim sąsiedztwie złoża Międzychód, odkryto w 2003 r.

Złoże gazu ziemnego Międzychód znajduje się w barierowej części dolomitu głównego, gdzie poziom ten osiąga największą w tym rejonie miąższość (80 m w otworze M-4 i 87,5 m w otworze M-5). Porowatość dolomitu głównego waha się od 1 do 27%, średnia porowatość w różnych strefach złoża wynosi 6,10% i 9,20%. Uśredniona wartość przepuszczalności wynosi ok. 2 mD. Złoże zawiera gaz gazolinowo-azotowo-siarkowodorowy



RYC. 31.
MAPA STRUKTURALNA STROPU DOLOMITU GŁÓWNEGO W REJONIE ZESPOŁU ZŁÓŻ ROPY NAFTOWEJ I GAZU ZIEMNEGO LUBIATÓW - MIĘDZYCHÓD – GROTÓW (LMG).
WG M. TRELI, D. GIERSZEWSKIEJ, M. WARDYŃSKIEGO.



RYC. 32. PRZEKRÓJ SEJSMICZNY 3D PRZEZ STREFĘ ZŁÓŻ LUBIATÓW I MIĘDZYCHÓD. WG K. DYJACZYŃSKIEGO I E. MRÓZ.

o sumarycznej zawartości węglowodorów 34,45%, azotu 61,18% i siarkowodoru 3,87%. Zasoby geologiczne gazu w złożu wynoszą 11,470 mld m^3, zasoby wydobywalne 4,530 mld m^3. Zasoby wydobywalne gazu w tym złożu, w przeliczeniu na gaz wysokometanowy, wynoszą 2,495 mld m^3.

Zasoby gazu liczone były do umownej granicy - 3105 m. Złoże udostępnione jest obecnie dwoma otworami pionowymi (M-4 i M-5) oraz otworem poziomym M-7H o długości odcinka poziomego 317 m w dolomicie głównym. Ciśnienie złożowe i głowicowe wynosi odpowiednio 417 i 313 barów. Wydajności eksploatacyjne gazu z otworów pionowych wynoszą 40 – 75 m^3/min, a z otworu M-7H 150 m^3/min.

Złoże ropy naftowej Lubiatów. Złoże ropne Lubiatów o charakterze litologicznym znajduje się w dolomicie głównym średnio około 200 m niżej niż złoże Międzychód (ryc. 31, 32). Obydwa te złoża rozdziela dość wąski, około 500 – 800 metrowej szerokości pas skłonu platformy A_1/Ca_2,w obrębie którego miąższość dolomitu spada do kilkunastu metrów (np. w otworze Międzychód-3 do 13,5 m). W strefie skłonu dolomit główny ma bardzo słabe właściwości zbiornikowe (śladowy przypływ gazu z dolomitu w otworze Międzychód-3). Złoże ropy znajduje się w dolomicie w strefie podnóża stoku platformy A_1/Ca_2 (ryc. 32). W strefie tej występują porowate dolomity ziarniste przewarstwione dolomitami zbitymi. W kierunku zachodnim dolomity ziarniste zanikają a wraz z nimi zanikają cechy zbiornikowe tego poziomu. W strefie roponośnej dolomit główny cechuje się zmienną porowatością w granicach 4,35 – 33%, średnio 14,76%. Przepuszczalność dolomitu w tej strefie waha się od 0,001 do 103,7 mD, średnio 5 mD. Granica ropa – woda zalega w głęb. (-) 3282 lub w głęb. (-) 3278 m, a granica ropa-gaz w głęb. (-) 3163 m. Ciśnienie złożowe określono na 418 – 427 barów. Zasoby wydobywalne ropy

w tym złożu wynoszą 5,435 mln ton, a zasoby wydobywalne gazu rozpuszczonego w ropie 1,807 mld m^3. Wydajności ropy z otworów pionowych oceniono na 130 – 150 ton na dobę. Z otworu Lubiatów-7H, w którym odwiercono w dolomicie 675 - metrowy odcinek poziomy można wydobywać ropę w ilości 350 – 420 m^3/doba.

Złoże ropy naftowej Grotów. Złoże Grotów o charakterze litologiczno – strukturalnym położone jest na NE od złoża Międzychód, w bezpośrednim jego sąsiedztwie (ryc. 31). W południowej części złoża, w której znajduje się otwór Grotów-1, nad złożem ropy występuje czapa gazowa. Kontur ropa – woda określono w głębokości (-) 3282 m, a kontur ropa – gaz w głębokości (-) 3160 m.

Granice złoża z uwagi na jego litologiczno – strukturalny charakter przebiegają przeważnie ukośnie do izolinii głębokościowych stropu dolomitu, a częściowo równolegle. Dolomit główny w obrębie tego złoża cechuje się znacznym zróżnicowaniem porowatości i przepuszczalności, ogólnie biorąc, parametry te są znacznie gorsze niż w złożu Lubiatów. Średnia porowatość dolomitu dla strefy Grotowa wynosi 10% (w złożu Lubiatów 14,7%). Porównanie średniej przepuszczalności dolomitu dla w/w złóż wypada jeszcze gorzej na niekorzyść Grotowa (5 mD i 0,25 mD). Powyższe porównanie tych parametrów wyjaśnia dlaczego w otworach na złożu Grotów wydajności ropy z otworów są małe i bardzo małe.

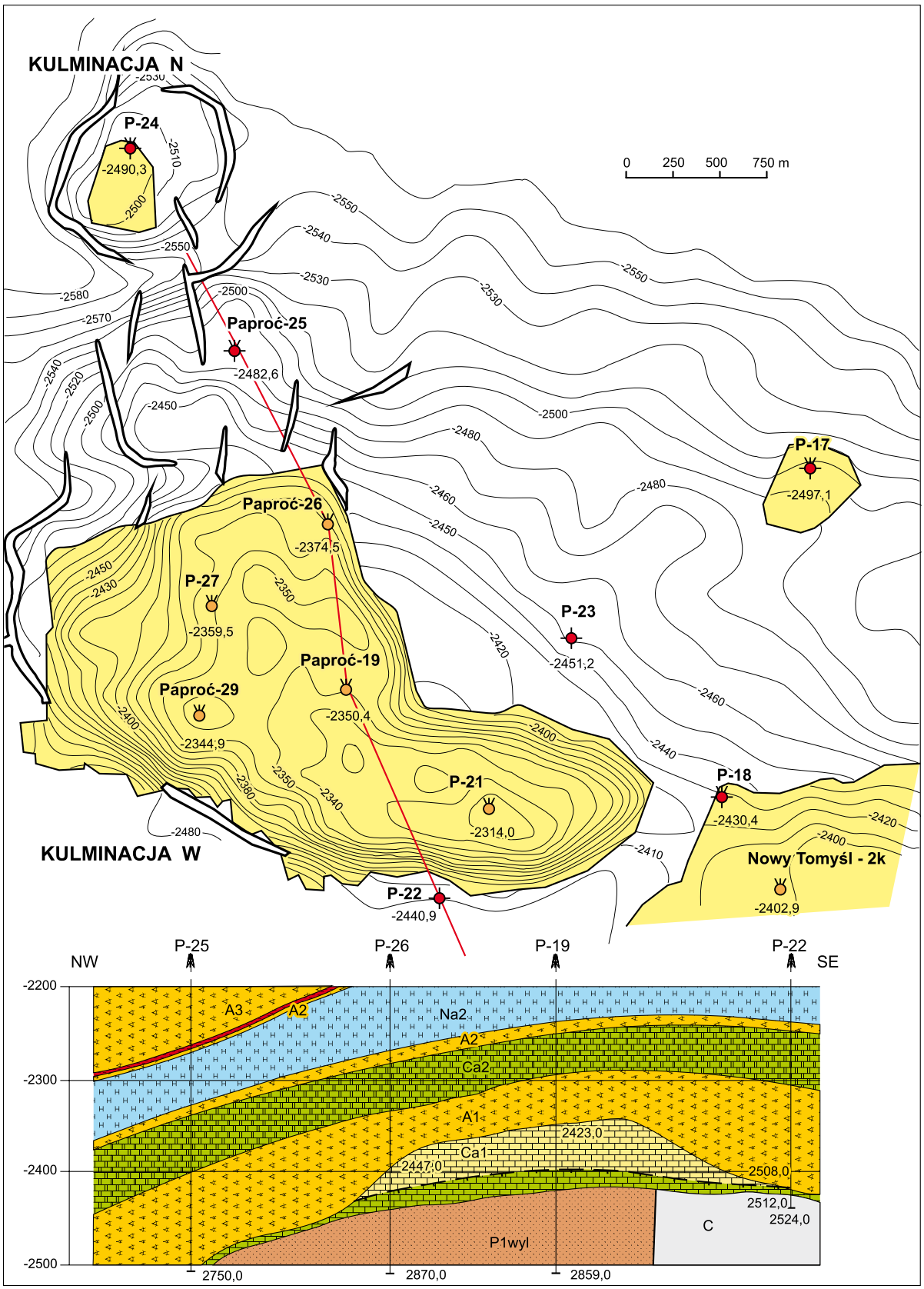
Z otworów Grotów-1 i 2 można będzie wydobywać ropę w ilości 50 i 40 ton/doba, a w otworach G-8k i G-9k możliwa będzie tylko okresowa eksploatacja ropy. Zasoby wydobywalne ropy naftowej dla złoża Grotów określono na 1,830 mln ton, gazu na 0,96 mld m^3. ■

Złoże gazu ziemnego Paproć W

Złoże gazu ziemnego Paproć W (kulminacja W) o charakterze masywowym znajdujące się w porowatym, rafowym wapieniu cechsztyńskim odkryte zostało w 1990 r. otworem Paproć-19 (ryc. 33). Miąższość rafy Ca_1 w odwierconych, w jej obrębie, pięciu otworach wynosi od 51 m w otworze P-27 do 81 m w otworze Paproć-29. Grubość wapienia cechsztyńskiego poza rafą spada w pobliskich otworach (P-22, 23, 25) do ok. 3 – 5 m. Cała rafa jest nasycona gazem, w odwierconych otworach nie stwierdzono obecności wody złożowej. Porowatość wapienia w rafie jest bardzo zmienna i waha się od wartości znikomych do ponad 30%. Uśrednione wartości porowatości w wydzielonych interwałach złożowo efektywnych w rafie wahają się od 7,5 do 18,5%. Średnia przepuszczalność wapienia w poszczególnych otworach waha się od 26 do 145 mD. W otworach poza rafą wapień cechsztyński o małych miąższościach cechuje się znikomą porowatością i brakiem przepuszczalności.

Zasoby geologiczne gazu ziemnego w rafie wapienia cechsztyńskiego Paproć W wyliczone w dokumentacji złożowej w 1998 r. wynoszą 3,67 mld m^3, a zasoby wydobywalne 3,1 mld m^3. Gaz w omawianym złożu zawiera 46,5% metanu, 51,76% azotu i 0,17% helu. Sumaryczna zawartość węglowodorów w gazie wynosi 47,82%. Pierwotne uśrednione ciśnienie złożowe wynosiło 30,15 MPa. Złoże eksploatowane jest pięcioma otworami od 2009 r. Do końca 2010 r. wydobyto z niego 261,77 mln m^3 gazu. Lokalne nagromadzenia gazu ziemnego w wapieniu cechsztyńskim stwierdzone w otworach P-17 i P-24, z uwagi na bardzo małe zasoby, nie będą obecnie eksploatowane.

Eksploatuje się natomiast złoże gazu Nowy Tomyśl znajdujące się w niewielkiej rafie, na której odwiercono otwór Nowy Tomyśl-2k. Zasoby wydobywalne tego złoża wynoszą 620 mln m^3 gazu. Należy zaznaczyć tu także, że nad złożem Paproć W w rafie Ca_1 znajduje się również złoże gazu w dolomicie głównym. Obydwa złoża oddzielone są od siebie szczelnie anhydrytem (ryc. 33). Gaz w dolomicie głównym zawiera średnio 23,9% węglowodorów, 72,8% azotu i 2,6% siarkowodoru. Zasoby wydobywalne gazu w dolomicie głównym w tym złożu wynoszą około 650 mln m^3. ■



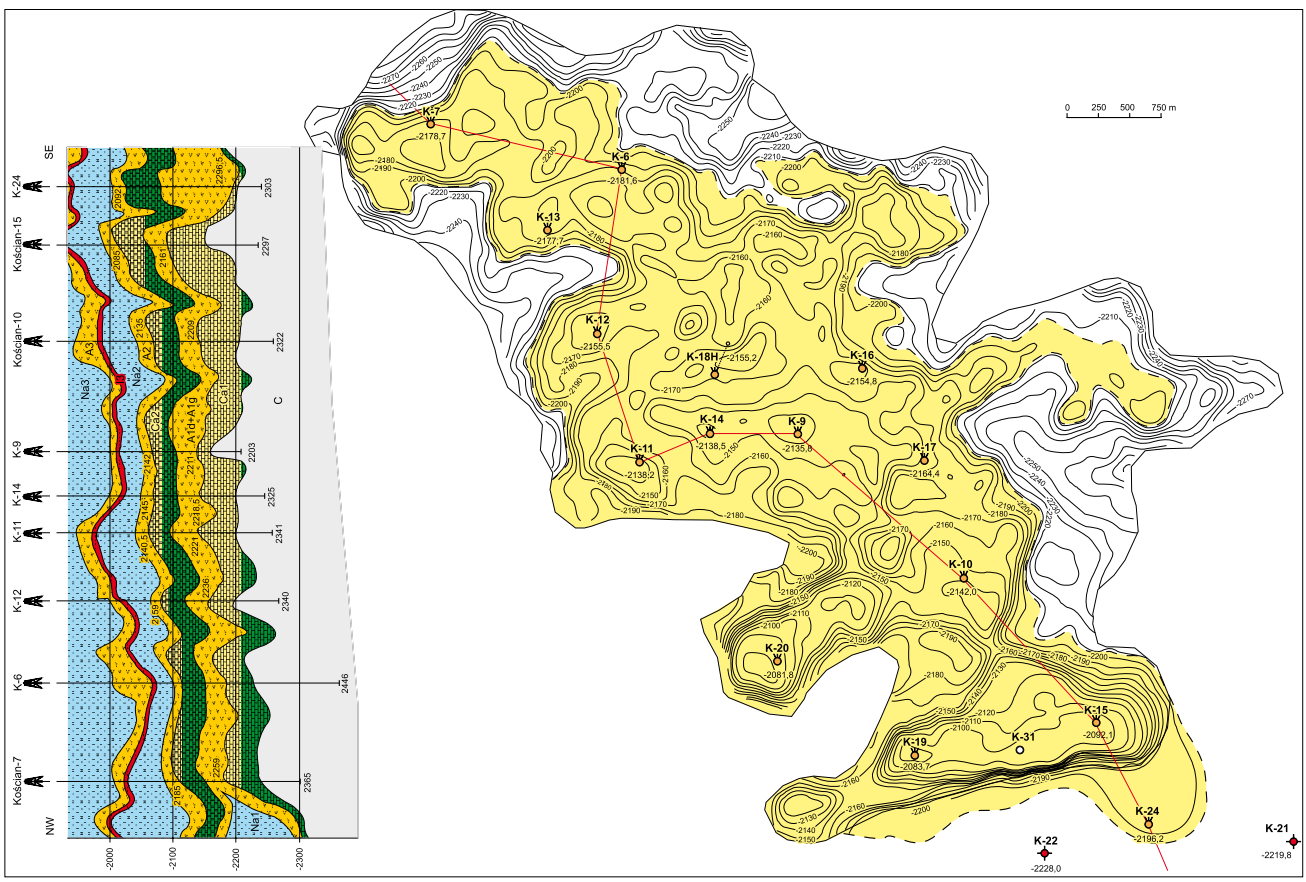
RYC. 33. MAPA STRUKTURALNA STROPU WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO W STREFIE ZŁOŻA GAZU ZIEMNEGO PAPROĆ W. WG W. WILK, M. TRELI, W. KUCZAKA. EDYCJA K. OLSZEWSKA. PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY WG K. OLSZEWSKIEJ. C – KARBON, P_1 WYL – SERIA WYLEWNA (WULKANICZNA) CZERWONEGO SPĄGOWCA, INNE OZNACZENIA JAK PRZY RYC. 28.

Złoże gazu ziemnego Kościan S

Złoże Kościan S występujące w rafowym porowatym wapieniu cechsztyńskim odkryte zostało otworem Kościan-6 w 1995 r. Złoże położone jest na obszarze podmiejskim Kościana, głównie na południe i zachód od tego miasta i zajmuje powierzchnię 21,3 km^2 (ryc. 34). Miąższość wapienia w obrębie rafy Kościan waha się w granicach od 22 m w otworze K-9 do 67,5 m w otworze K-10. Złoże gazu w rafie znajduje się od najwyżej położonego stropu rafy w głębokości (-) 2092,1 do głębokości (-) 2207,5, w której znajduje się kontakt (kontur) gaz – woda. Porowatość efektywna wapienia zmienia się w granicach 1,25 – 37,17%, średnio wynosi 16,59%. Skrajne wartości przepuszczalności wynoszą 0,5 i 4031 mD – średnio 86,5 mD.

Obraz mikroskopowy wapienia cechsztyńskiego organodetrytycznego z rafy Kościan o skrajnie wysokiej porowatości i przepuszczalności przedstawia fot. nr 4 na okładce.

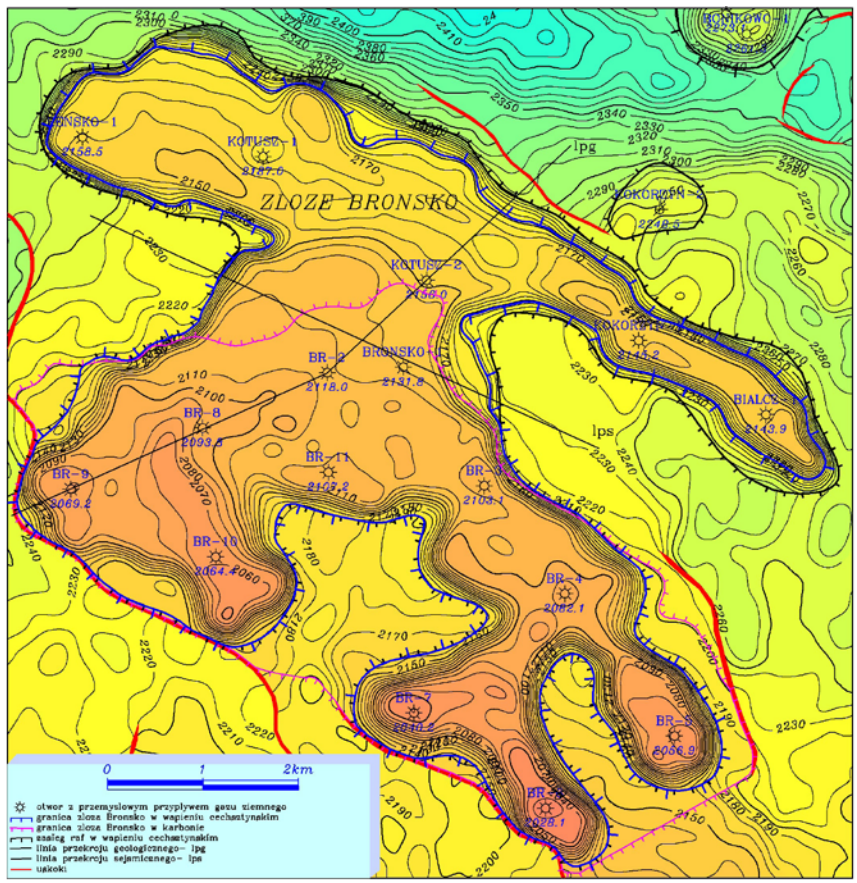
Gaz w złożu Kościan S zawiera 80,5% metanu (suma węglowodorów 81,28%), azotu – 18% i helu 0,13%. Pierwotne ciśnienie złożowe wynosiło 24,69 MPa. Wydajności gazu z otworów – tzw. Vabs wykazywały rozpiętość od 129 do 3430 m^3/min. Zasoby geologiczne gazu w rafie Kościan wynoszą wg dokumentacji złożowej z 1999 r. – 12,96 mld m^3, zasoby wydobywalne 10,36 mld m^3. Eksploatację złoża Kościan rozpoczęto w 2002 r. Do końca 2010 r. wydobyto z niego 4554,29 mln m^3 gazu. ■



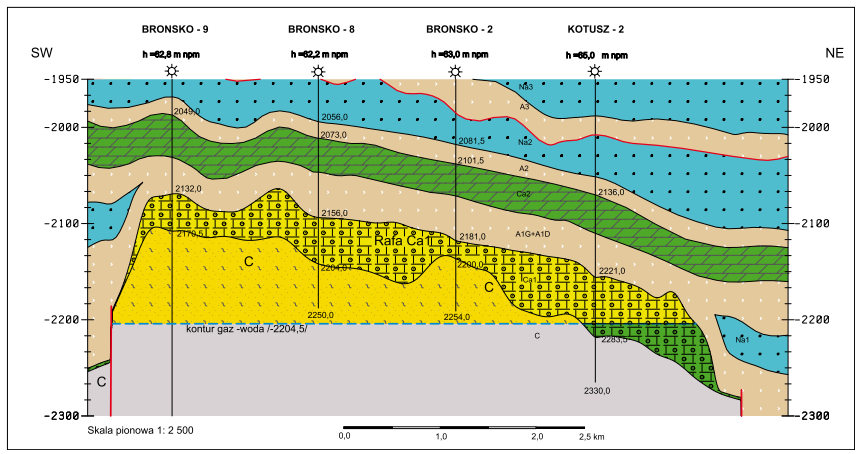
RYC. 34. MAPA STRUKTURALNA STROPU WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO W GAZONOŚNEJ RAFIE KOŚCIAN I PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ STREFĘ KOŚCIANA. MAPA WG D. GIERSZEWSKIEJ I W. WILK, PRZEKRÓJ WG E. ŻURAWIK. BARWĄ ŻÓŁTĄ NA MAPIE OZNACZONO ZŁOŻE GAZU.

Złoże gazu ziemnego Brońsko

Złoże gazu ziemnego Brońsko położone jest tuż na zachód od gazonośnej rafy Kościan (ryc. 7). Złoże to odkryte zostało w 1998 r. otworem Kokorzyn-1 zlokalizowanym na podstawie zdjęcia sejsmicznego 3D wykonanego przez Geofizykę Toruń. Do czasu wykonania w 2002 r. pierwszej dokumentacji geologicznej tego złoża odwiercono na nim 16 otworów wiertniczych (wszystkie otwory z przypływem gazu). Stwierdzono, że miąższość rafowego wapienia cechsztyńskiego w rafie Brońsko waha się od 19 m w otworze Br.-2 do 91 m w otworze Br.-3. Właściwości zbiornikowe rafowego wapienia są w profilach tego poziomu w różnych otworach bardzo zróżnicowane, przeważnie górne interwały rafy są najmniej porowate i przepuszczalne. Porowatość wapienia waha się od wartości kilku % do 40% (średnio 14,3%). Przepuszczalność również jest bardzo zmienna, ale przeważnie wysoka – do kilkuset mD. Kształt omawianej rafy i zaleganie stropu wapienia w rafie i poza nią obrazuje ryc. 35. Na przekroju geologicznym widać wyraźnie, że rafa pochylona jest w kierunku północnym (ryc.36). Złoże gazu zalega do głębokości (-) 2204,5 m. Dolna część rafy – w jej najniższym zaleganiu – na północ od otworu Kotusz-2 jest zawodniona. W pierwszej dokumentacji geologicznej złoża gazu ziemnego Brońsko wykonanej w 2002 r. udokumentowano, że złoże to zawiera 17,5 mld m^3 gazu (zasoby geologiczne – całkowite), a zasoby gazu wydobywalne 14,87 mld m^3. Z analizy ilości wydobywanego gazu i spadku ciśnienia złożowego za okres eksploatacji złoża w latach 2003 – 2009 r. wynikało, że zasoby gazu w złożu

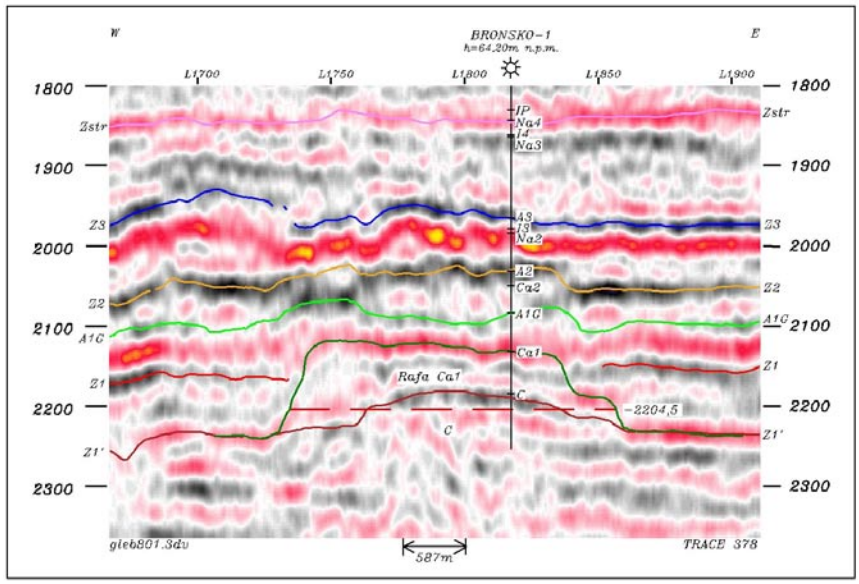


RYC. 35. MAPA STRUKTURALNA STROPU WAPIENIA CECHSZTYŃSKIEGO (Ca_1) W REJONIE GAZONOŚNEJ RAFY BROŃSKO. WG A. CHMIELOWIEC – STAWSKIEJ, K. DYJACZYŃSKIEGO, J.K. KUCHARCZYK. EDYCJA – W. KUCZAK.



RYC. 36. PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ ZŁOŻE GAZU ZIEMNEGO BROŃSKO – WG A. WOLAŃSKIEJ.

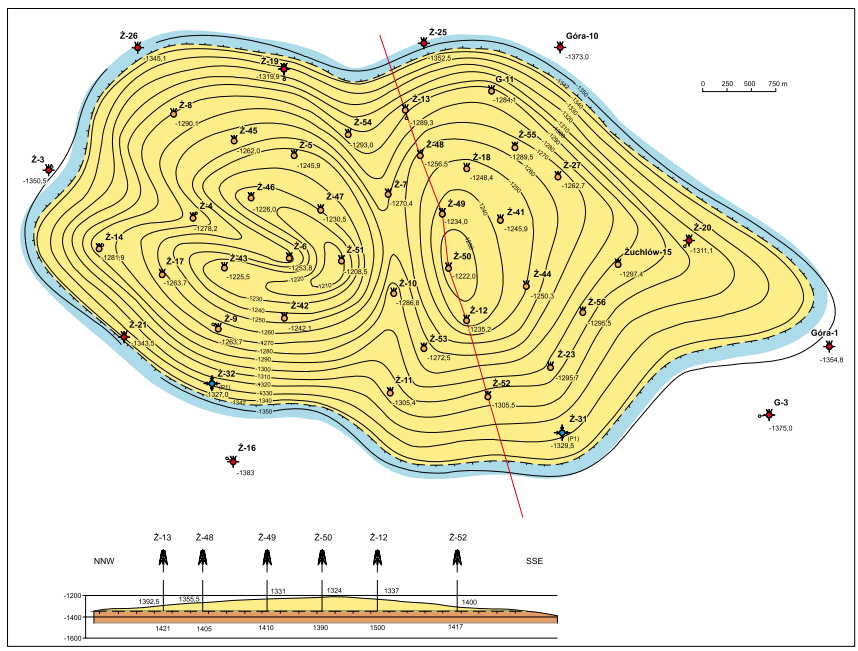
są znacznie większe niż wyliczone w pierwszej dokumentacji. W związku z powyższym zreinterpretowano sejsmikę 3D, stwierdzając, że rafa jest większa niż dotychczas przyjmowano. Stwierdzono również, że piaskowcowo – mułowcowe skały karbońskie zalegające bezpośrednio pod gazonośną rafą zawierają również znaczne zasoby gazu w ilości 2,6 mld m^3. W najnowszej dokumentacji złożowej wykonanej w 2009 r. obliczono, że łączne zasoby geologiczne gazu w złożu Brońsko (w rafie i karbonie) wynoszą 28 mld m^3. Gaz z omawianego złoża zawiera 75,89% węglowodorów i 23,64 % azotu. Do końca 2010 r. wydobyto ze złoża Brońsko 4,197 mld m^3 gazu. ■



RYC. 37. POPRZECZNY PRZEKRÓJ SEJSMICZNY PRZEZ RAFĘ BROŃSKO. INTERPRETACJA – JAK PRZY RYC. 35, EDYCJA A. MADEJ.

Złoże gazu ziemnego Żuchlów

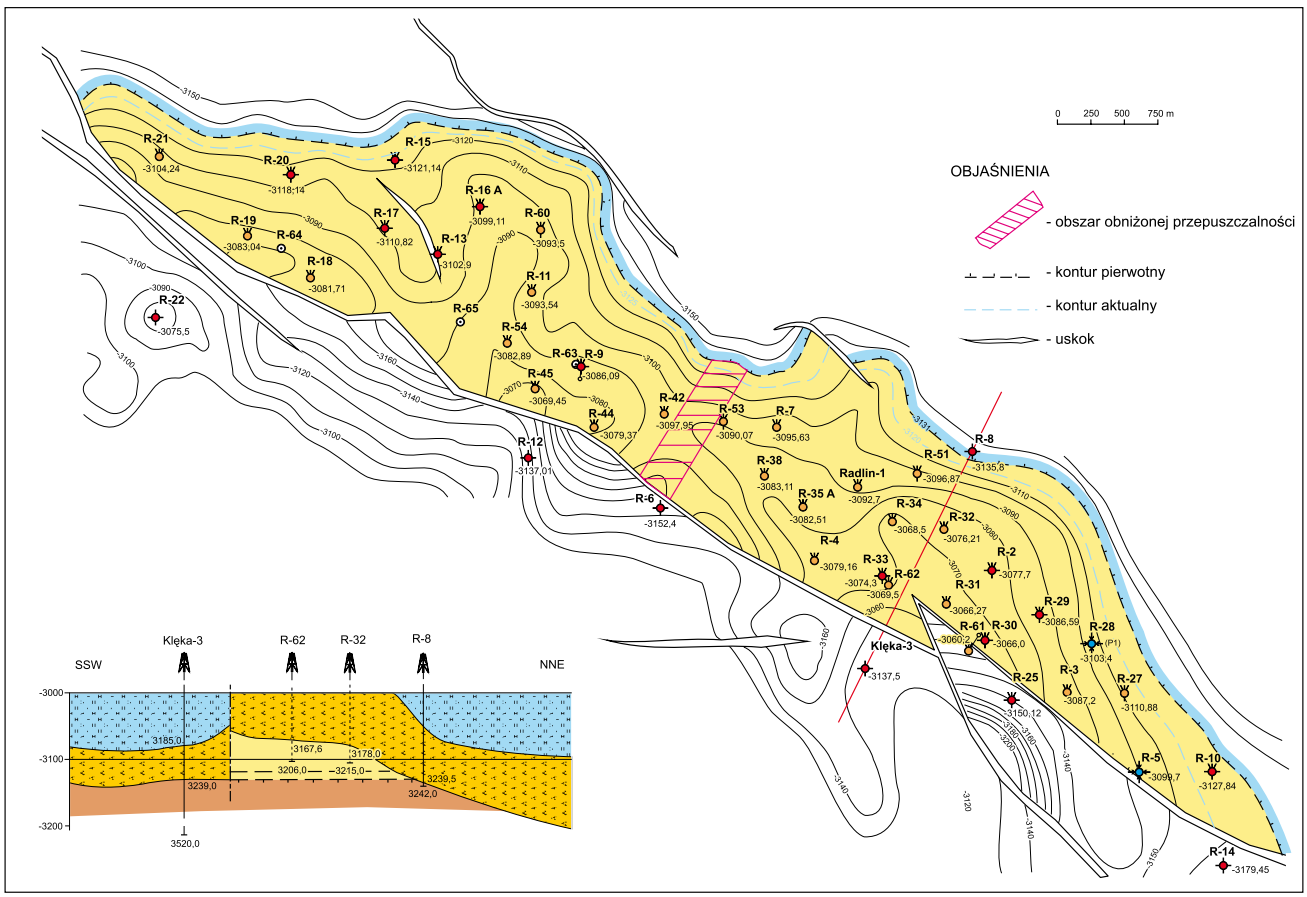
Złoże Żuchlów położone jest tuż na zachód od Góry, skrajna – północno – wschodnia jego część – zalega pod tym miastem. Złoże gazu występuje w obrębie piaskowców czerwonego spągowca, których stropowa powierzchnia tworzy dość wysokie kopulaste podniesienie określane jako brachyantyklina (ryc. 38). Złoże ma powierzchnię około 25 km^2 i maksymalną wysokość 134 m (licząc od głębokości konturu gaz – woda do najwyższej pozycji stropu czerwonego spągowca). Piaskowce czerwonego spągowca (przeważnie pochodzenia eolicznego) cechują się dobrymi cechami zbiornikowymi, średnia ich porowatość w serii gazonośnej wynosi 15%, a przepuszczalność waha się przeważnie od kilku do ok. 1100 mD. Kontur gaz – woda zalega w głębokości (-)1342 m. Pierwotne ciśnienie złożowe wynosiło 14,65 MPa. Udokumentowane zasoby geologiczne gazu wynosiły 25,2 mld m^3, zasoby wydobywalne 22 mld m^3. Złoże odkryto w 1979 r. otworem Żuchlów-4, eksploatację gazu rozpoczęto już w 1979 r., ale na większą skalę wydobycie gazu rozpoczęto w 1982 r. Gaz w złożu Żuchlów zawiera: CH_4 – 59,18%, C_2H_6 – 1,54%, C_3H_8 – 0,20%, C_4H_{10} – 0,04%, C_5H_{12} – 0,01%, N_2 – 38,9%, He – 0,128%. Do końca 2010 r. wydobyto ze złoża Żuchlów 22069,87 mln m^3 gazu. ■



RYC. 38. ZŁOŻE GAZU ZIEMNEGO ŻUCHLÓW – MAPA STRUKTURALNA STROPU CZERWONEGO SPĄGOWCA I SCHEMATYCZNY PRZEKRÓJ PRZEZ ZŁOŻE GAZU. WG A. MULARCZYKA, EDYCJA K. OLSZEWSKA.

Złoże gazu ziemnego Radlin

Złoże Radlin (położone około 10 km na północ od Jarocina) odkryte zostało w 1982 r. w piaskowcach czerwonego spągowca pochodzenia eolicznego. Złoże gazu występuje w skrzydle wiszącym struktury przydyslokacyjnej na NE od uskoku, który stanowi południowo – zachodnią granicę złoża (ryc. 39). Północno – wschodnią granicę złoża stanowi woda złożowa okalająca, zalegająca pierwotnie na głębokości (-) 3131 m. Kontur gaz – woda przesunął się w trakcie eksploatacji złoża do obecnego położenia w głębokości (-) 3125 m. Piaskowce czerwonego spągowca w serii gazonośnej cechują się bardzo dobrymi (wysokimi) właściwościami zbiornikowymi, średnią porowatością 17,6% i przepuszczalnością do 740 mD. Zasoby geologiczne gazu w omawianym złożu wynoszą 14,3 mld m^3, a zasoby wydobywalne 11,07 mld m^3. Pierwotne ciśnienie złożowe wynosiło 35,21 MPa. Gaz z tego złoża zawiera 83% metanu, należy więc do złóż najbogatszych w ten składnik na monoklinie przedsudeckiej. Złoże Radlin eksploatowane jest od 1992 r. Do końca 2010 r wyeksploatowano z niego 6620,87 mln m^3 gazu. ■



RYC. 39. ZŁOŻE GAZU ZIEMNEGO RADLIN – MAPA STRUKTURALNA STROPU CZERWONEGO SPĄGOWCA WG J. NOWAKA.PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ ZŁOŻE RADLIN WG A. OŚWIĘCIMSKIEJ.

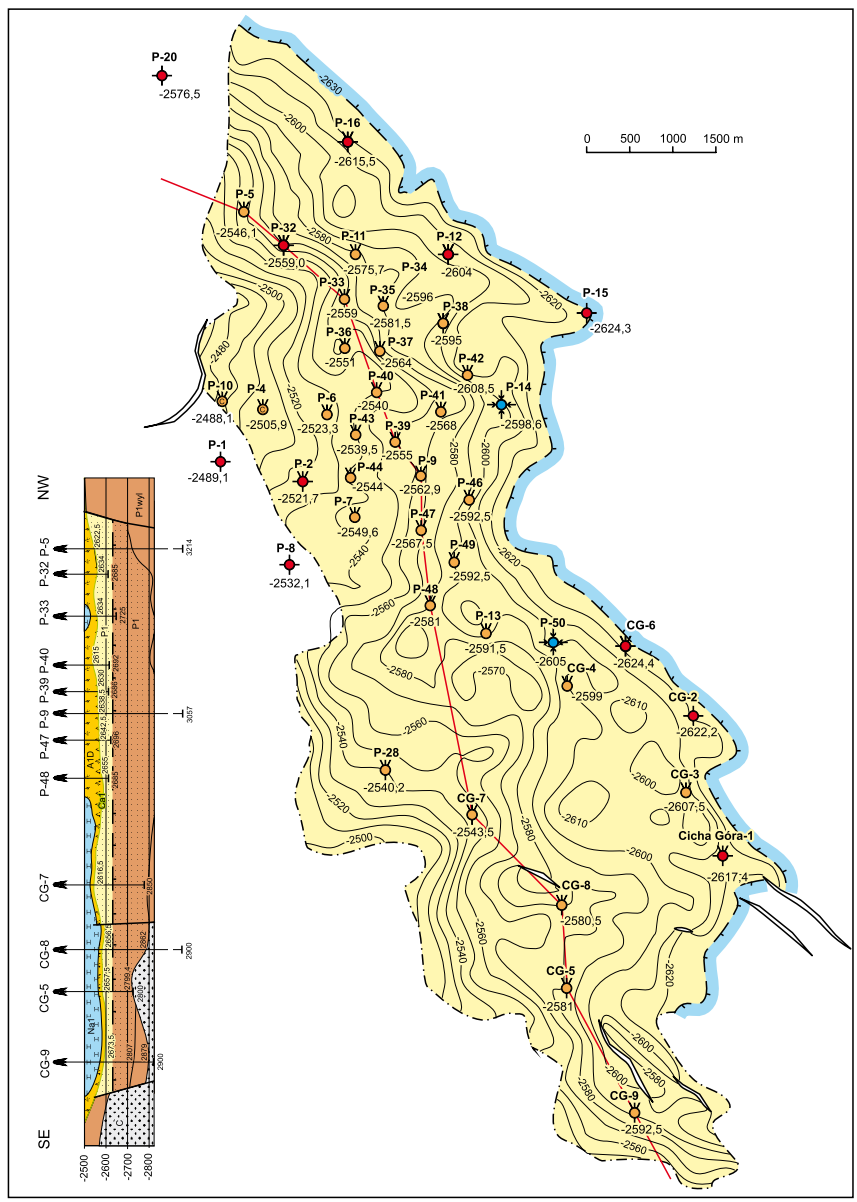
Złoże gazu ziemnego Paproć

Złoże gazu ziemnego Paproć w czerwonym spągowcu odkryto w 1979 r. otworem Cicha Góra-1. Złoże to rozpoznawane było wieloma etapami, będąc jednocześnie eksploatowane od roku 1985. W latach 2002 – 2006 odwiercono otwory Paproć-28, Cicha Góra-5, 7, 8, 9. Otwory te odwiercono w południowej części złoża, w strefie uważanej przedtem za nieperspektywiczną. Przedstawiona na ryc. 40 mapa strukturalna stropu czerwonego spągowca jest najnowszą, podstawową mapą złoża Paproć załączoną do ostatniej dokumentacji złożowej wykonanej w 2007 r.

Omawiane złoże o powierzchni 41 km^2 położone jest w sąsiedztwie Nowego Tomyśla, głównie bezpośrednio na wschód i południe od tego miasta. Złoże jest typu litologiczno-strukturalnego. Od wschodu granica złoża biegnie po izolinii stropu czerwonego spągowca (-) 2630 m, w głębokości tej znajduje się kontur gaz – woda. Zachodnia i południowa granica złoża związana jest z brzegiem wyniesienia wolsztyńskiego o charakterze dyslokacyjnym (co zaznaczono na przekroju geologicznym na ryc. 40). Na niektórych odcinkach zachodnia granica złoża jest związana z zanikiem cech zbiornikowych czerwonego spągowca. Złoże gazu występuje w piaskowcach przeważnie pochodzenia fluwialnego (podrzędnie eolicznego), przedzielonych niekolektorskimi zlepieńcami. Średnia porowatość piaskowców w serii złożowej wynosi 9,98%, średnia miąższość efektywna złoża 19,7 m. Wydajności eksploatacyjne gazu w otworach wynoszą od 2 do 90 m^3/min. Pierwotne ciśnienie złożowe wynosiło 28,9 MPa.

Gaz w złożu Paproć zawiera 70,18% węglowodorów (w tym 69,02% metanu), 27,68% azotu i 0,16% helu.

Wyliczone metodą objętościową zasoby geologiczne gazu w złożu Paproć wynoszą 10,34 mld m^3, zasoby wydobywalne 7,755 mld m^3. Zasoby geologiczne gazu przeliczone metodą bilansu materiałowego wynoszą 10,1 mld m^3. Do końca 2010 r. ze złoża Paproć wyeksploatowano 3546,60 mln m^3 gazu. ■



RYC. 40. ZŁOŻE GAZU ZIEMNEGO PAPROĆ – MAPA STRUKTURALNA STROPU CZERWONEGO SPĄGOWCA. WG W. WILK I M. TRELI. PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY WG E. ŻURAWIK.

Do końca lat 80. ubiegłego wieku akumulacje gazu ziemnego w łupkach nie były obiektem zainteresowania ze strony poszukiwań. W wyniku licznych dyskusji dotyczących obszarów oraz skał, w obrębie których mogą potencjalnie występować tego typu złoża podjęto w PGNiG SA decyzję o wprowadzeniu omawianej problematyki do zakresu poszukiwań.

Co z gazem łupkowym?

Efektem tych rozważań był „Projekt prac geologicznych na obszarze koncesji Wejherowo dla prac poszukiwawczo-badawczych w utworach syluru (shale gas) w rejonie Lubocino". Obrona projektu odbyła się 3 września 2010 r. Rozpoczęcie wiercenia otworu nastąpiło 11 grudnia 2010 r.

Rejon prac znajduje się w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej, obejmuje południowo-wschodni skłon wyniesienia Łeby i zlokalizowany jest na obszarze koncesji Wejherowo. W projekcie zakładano wykonanie jednego otworu wiertniczego o charakterze badawczym – Lubocino-1. Planowana głębokość końcowa otworu wynosiła 3035 m (ostateczna – 3050 m), a wiercenie zakończono po nawierceniu 70 m utworów kambru środkowego.

Głównym zadaniem geologicznym otworu było wyjaśnienie możliwości nasycenia gazem ziemnym utworów staropaleozoicznych (w szczególności skał ilasto-mułowcowych dolnego syluru i ordowiku) oraz ocena szans poszukiwawczych dla tych poziomów w kontekście możliwości odkrycia niekonwencjonalnego złoża typu „shale gas". Celem otworu Lubocino-1 było przede wszystkim pozyskanie materiału geologicznego do badań i analiz, jak również wykonanie odpowiednich testów, potwierdzających możliwość uzyskania przemysłowego przypływu gazu ziemnego. Zostały one zaproponowane w bardzo szerokim zakresie, nie stosowanym dotychczas w pracach poszukiwawczych. Uzyskane wstępne wyniki pozwoliły na zweryfikowanie założeń, dotyczących możliwości oraz ekonomicznego uzasadnienia opłacalności udostępnienia złoża gazu ziemnego z poziomu łupków sylursko-ordowickich. Drugoplanowym zadaniem geologicznym otworu było zbadanie jeszcze trzech innych poziomów, interesujących poszukiwawczo. Były to: kambr środkowy, poziom wapieni śródsylurskich oraz poziom dolomitu głównego.

ŁUPKI GRAPTOLITOWE, ORDOWIK, OTWÓR LUBOCINO-1

Foto: Zbigniew Mikołajewski

Aktualnie trwają prace związane z interpretacją wyników badań laboratoryjnych (dotychczas wykonano ponad 5 500 analiz), przeprowadzonych na potrzeby otworu Lubocino-1. Kolejnym etapem prac będzie wytypowanie najbardziej interesujących poszukiwawczo poziomów, w obrębie których wykonanie zostanie perforacja oraz zabiegi szczelinowania. Można nadmienić, że w profilu otworu stwierdzono ponad 400 m partię skał nasyconych gazem ziemnym.

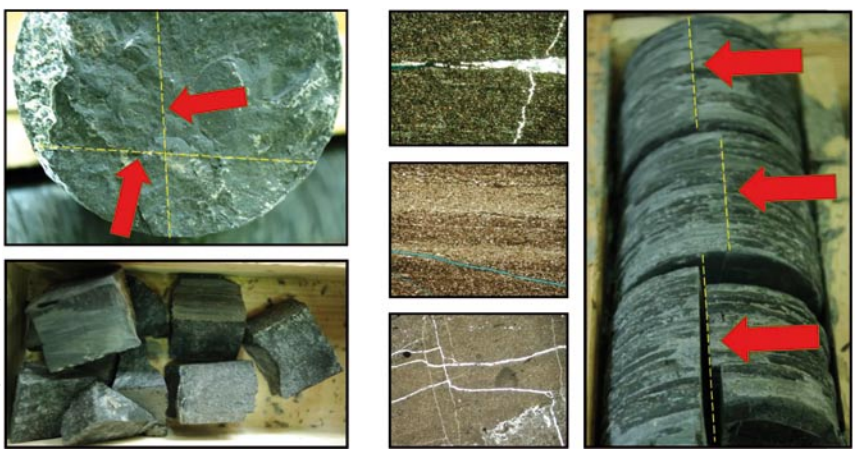


Foto: Zbigniew Mikołajewski

PRZYKŁADY MIKROSZCZELINOWATOŚCI W ŁUPKACH ORDOWICKO-SYLURSKICH

Aldona Nowicka
Kierownik Działu Analiz i Koncepcji Poszukiwawczych

„POEMAT" GEOLOGICZNY

Jak geolodzy skały z głębokich otworów zbadali,
to taką z nich historię Ziemi Lubuskiej
i okolic odczytali.

Było tu w dewonie i karbonie morze głębokie
z którego 300 milionów lat temu
wyłoniły się waryscyjskie góry wysokie.

Z początkiem permu wulkany się rozszalały
i ogromne masy lawy i popiołów wyrzucały.
A gdy wreszcie wygasły wulkany ogniste
powstały pustynie gorące, piaszczyste i skaliste.

Wolsztyńska skalista pustynia w regionie górowała
i pustynie piaszczyste - zielonogórską od poznańskiej oddzielała.

Na zielonogórskiej i poznańskiej pustyni
nagromadziło się dużo zlepieńca i piaskowca,
skał typowych dla czerwonego spągowca.
Wiatr na nich usypał też wydmy wspaniałe,
w których teraz są złoża gazu ziemnego
duże, ale znacznie częściej, niestety, małe.

Skąd się wzięła wtedy tu pustynia taka?
Stąd, że region nasz był przy zwrotniku Raka.
Było to możliwe, bo ruchome płyty litosferyczne
przemieszczały się po ziemskim globie
przez różne strefy klimatyczne.

257 milionów lat temu zatopiły pustynie
cechsztyńskie morskie żywioły,
w których świetnie się czuły maleńkie mszywioły.

Mszywioły rejon kościański szczególnie polubiły
i na milion lat masowo go zasiedliły.
Płytkie skaliste dno morskie one tam porastały
i intensywnie - przez pączkowanie - się rozmnażały.
Szkielety wapienne mszywioły sobie sprawiły
i zbudowane z nich rafy nam pozostawiły.

Później gaz w karbońskich skałach się wygenerował
i do rafowego wapienia cechsztyńskiego powędrował.
Teraz wszystkie kościańskie rafy porowate
zawierają złoża gazu - w metan bogate.

Milion lat po cechsztyńskim wapieniu
dolomit główny się pojawił
ku radości nafciarzy ale i nieraz utrapieniu.
Złoża ropy i gazu w dolomicie powstały
przeważnie małe, większe by się przydały.
Złoże BMB reputację dolomitu podratowało
ale na nasze potrzeby wszystko to mało.

Po tym dolomicie, martwe morze cechsztyńskie
jeszcze ze dwa miliony lat trwało,
aż w końcu permu - całkowicie wyparowało,
pozostawiając kilkaset metrów soli i anhydrytów
oraz znacznie mniej wapieni i dolomitów.

Po permie czasy ery mezozoicznej nastały,
w których dinozaury panowały.
186 milionów lat era mezozoiczna trwała
i z okresów : triasowego, jurajskiego i kredowego się składała.

We wczesnej fazie okresu triasowego,
w epoce pstrego piaskowca dolnego i środkowego,
było tu ogromne płytkie jezioro, które okresowo wysychało
to znów morze czasami do niego wkraczało.

Powstały tam wtedy pstre skały ilasto-piaskowcowe,
a wśród nich również wapienie oolitowe.

Morze w środku triasu zdecydowanie wkroczyło
i niemal cały obszar Polski pokryło,
a przez 20 milionów lat jego istnienia
powstało w nim kilkaset metrów osadów - głównie wapienia.

W ostatnich 10 milionach lat triasowych
osadziło się kilkaset metrów skał kajprowych,
iłów z gipsami, mułowców, iłowców,
trochę wapieni i więcej piaskowców.

W pierwszej połowie okresu jurajskiego
były tu warunki środowiska lądowego,
gdzie nad nizinnymi rzekami i jeziorami
dinozaury sobie zapewne chodziły stadami.

W środkowej jurze morze region częściowo zalało
ale w końcu tego okresu już się wycofało
i przez 40 milionów lat wczesnej kredy
znowu był tu ląd - erodowany wtedy.

Przed 100 milionami lat wody z oceanów wystąpiły
i na około 35 milionów lat cały rejon zatopiły.
65 milionów lat temu planetoida w ziemię uderzyła
i gwałtowny kres dinozaurom położyła.

Na to wydarzenie początek ery kenozoicznej przypada,
która z trzeciorzędu i czwartorzędu się składa.
Na początku trzeciorzędu tektonika laramijska tu działała
i wespół z erozją monoklinę przedsudecką uformowała.
Potem obszary monokliny w oligoceńskim morzu się zanurzyły,
a stare Sudety w tym czasie odżyły i znowu się wypiętrzyły.

W mioceńskiej epoce powstały tu rozległe bagniska,
a na nich w wielu miejscach torfowiska,
w których początek wziął węgiel brunatny,
dla energetyki surowiec wielce przydatny.

Później ogromne jezioro mioceńsko-plioceńskie się utworzyło
w którym kilkadziesiąt metrów iłów poznańskich się osadziło.

W czwartorzędzie lądolody w Skandynawii kilkakrotnie powstawały
i obładowane rumoszem skalnym na południe się posuwały.
Co najmniej pięć razy na Ziemi Lubuskiej one gościły
i topniejąc swój ładunek tu zrzuciły,
tworząc pagórkowate krajobrazy morenowe
tu i ówdzie urozmaicone przez jeziora rynnowe
również znane wszystkim kamienie polne - nieprzeliczone
przez lodowce z dalekiej północy zostały przywleczone.

Czy natura niemiłą niespodziankę nam sprawi
i kolejny raz lądolód się tu kiedyś pojawi?
Niektórzy uczeni badania pewne wykonali
i mówią, że się prawie przekonali,
iż w bliższej lub dalszej przyszłości
lądolód znowu u nas zagości.

Miejmy nadzieję, że to co głoszą ci pesymiści
Przynajmniej w bliższej przyszłości się nie ziści.

Kazimierz Dyjaczyński

Polskie Górnictwo Naftowe
i Gazownictwo SA w Warszawie
Oddział w Zielonej Górze

65-034 Zielona Góra
ul. Bohaterów Westerplatte 15

tel. 68 329 14 00
fax 68 329 14 30

www.pgnig.pl
www.pgnig.pl/zielonagora